جامعة سيدي محمد بن عبد الله بفاس
ⵜⴰⵙⴷⴰⵡⵉⵜ ⵙⵉⴷⵉ ⵎⵓⵃⵎⵎⴰⴷ ⴱⵏ ⵄⴱⴷⵍⵍⴰⵀ ⵏ ⴼⴰⵙ
UNIVERSITÉ SIDI MOHAMED BEN ABDELLAH DE FES

كلية العلوم ظهر المهراز فاس
ⵜⴰⵖⵉⵡⴰⵍⵜ ⵏ ⵜⵎⵙⵙⵓⵏⵜ ⴹⵀⴰⵕ ⵍⵎⵀⵔⴰⵣ ⴼⴰⵙ
FACULTE DES SCIENCES DHAR EL MAHRAZ FES

N° d'ordre : 54/2024

Centre des Etudes : ***Sciences et Techniques et Sciences Médicales***

Formation Doctorale : ***RNE2D***

Discipline : ***Géologie***
Spécialité :***Géosciences : Géochimie, Géologie Structurale et Hydrothermalisme***
Laboratoire : ***Géosciences, Environnement et Ressources Associées (GERA)***

THÈSE DE DOCTORAT

Titre de la thèse : Géodynamique et thermicité liées aux eaux thermales nord-orientales du Maroc : une contribution multidisciplinaire pour la compréhension des systèmes hydrothermaux et le développement durable de la région.

Présentée par :

JEDDI El Mehdi

Soutenue le 26/10/2024 devant le jury :

Pr. OUALI Houssa	**PES**	Faculté des Sciences - Meknès	Président
Pr CARVALHO Maria do Rosário	**PES**	Faculté des Sciences - Lisbonne	Rapporteur & examinateur
Pr. FERREIRA DA SILVA Eduardo Anselmo	**PES**	Faculté des Sciences - Aveiro	Rapporteur & examinateur
Pr. DRIOUCH Youssef	**PES**	Faculté des Sciences Dhar El Mahraz - Fès	Rapporteur & examinateur
Pr. BENTO DOS SANTOS M. Telmo	**PES**	Faculté des Sciences - Lisbonne	Examinateur
Pr. BENAABIDATE Lahcen	**PES**	Faculté des Sciences et Techniques - Fès	Examinateur
Pr. BENSLIMANE Anasse	**PES**	Faculté des Sciences Dhar El Mahraz - Fès	Examinateur
Pr. SMAILI My Hachem	**MC**	Faculté des Sciences Dhar El Mahraz - Fès	Invité
Pr. NTARMOUCHANT Ahmed	**PES**	Faculté des Sciences Dhar El Mahraz - Fès	Directeur de thèse

Année Universitaire : 2023-2024

Résumé de la thèse

Le Maroc septentrional offre un potentiel hydro-géothermique important, matérialisé par une multitude de résurgences thermales considérable qui y affleurent. Ces résurgences sont étroitement associées aux principales structures tectoniques à extension régionale, notamment l'accident majeur de Mellila-Fès-Smaala-Oulmès (MFSO) traversant le Rif et la meseta ainsi que les accidents majeurs Nord Moyen Atlasique et Sud Moyen Atlasique parcourant le Moyen Atlas. Ces structures lithosphériques, généralement orientées NE-SW, forment des corridors complexes avec de multiples jeux.

Dans ce travail une étude multidisciplinaire a été menée sur seize résurgences thermales soigneusement sélectionnées. Ces dernières, dont huit sont gazeuses, sourdent le long de l'accident majeur MFSO, alors que les huit autres sont associées aux accidents du Moyen Atlas. Ces sources émergent avec des températures variant de 20 à 53,6 °C et ont des faciès hydrochimiques chloruré-sodique et bicarbonaté.

L'analyse approfondie des compositions géochimiques (éléments majeurs, traces et terres rares, isotopes et gaz) des eaux de ces sources, révèle des informations importantes sur leur origine et sur la nature des réservoirs profonds. Ces données mettent en évidence d'intenses interactions eau-roche-gaz au sein des réservoirs de nature lithologique variée, interconnectés par les réseaux de fractures générés par ces accidents. Les réservoirs identifiés correspondent au socle cristallophyllien du Paléozoïque, les formations argileuses évaporitiques du Trias et les carbonates du Jurassiques. Les estimations des températures d'équilibre au sein de ces réservoirs varient entre 80 et 200 °C, révélant l'existence d'un important potentiel géothermique dans le Rif oriental et dans le Moyen Atlas.

Les compositions isotopiques de ces eaux, varient de -9,08 à -5,2‰ pour le $\delta^{18}O$ et de -58,8 à -30,1‰ pour le $\delta^{2}H$, suggérant une origine météorique. Leurs zones de recharge se situeraient au niveau des reliefs dépassant 1000m dans le Rif et 2000m dans le Moyen Atlas. La phase gazeuse des eaux des sources associées à la MFSO, affiche des signatures isotopiques $\delta^{13}C_{CO2}$ allant de 19,3 ‰ à -4,25 ‰ et un rapport $^{3}He/^{4}He$ compris entre 0,203 et 3,864 Ra attestant d'une d'origine mantellique. Ce qui suggère un enracinement profond de cet accident. Les teneurs en hélium mantellique décroissent du SW au NE le long de la faille MFSO, depuis le socle mesetien paléozoïque vers les formations plus récentes affleurant dans le Prérif et le Mésorif. Cette diminution est influencée par le mélange d'He mantellique avec celui de la couverture sédimentaire secondaire et tertiaire épaisse dans le domaine rifain. Au nord de cet accident, cette influence d'He mantellique s'accentue par celui des roches métamorphiques de l'arc volcanique méditerranéen.

Enfin, ce travail a abouti, pour la première fois, à l'élaboration d'une modélisation hydrogéochimique qui met en évidence :

- Le rôle fondamental de l'accident MFSO dans l'architecture structurale et l'hydrodynamique régionale du Maroc septentrional. La MFSO constitue un système ouvert dont la perméabilité favoriserait la diffusion de la chaleur et des gaz mantelliques et faciliterait la circulation des fluides en profondeur et leur transfert vers la surface. Son comportement asismique, lié à la pression des fluides et à la précipitation des minéraux argileux hydrothermaux secondaires, réduit les frottements le long de cette faille.
- L'existence de systèmes volcaniques-hydrothermaux profonds sous les corridors aménagés par l'ANMA et l'ASMA dans le Moyen Atlas où l'interaction eau-roches magmatiques est fortement pressentis dans les compositions chimiques de ces eaux. La présence des xénolithes de roches mafiques à ultramafiques et mantelliques au sein des produits volcaniques plioquaternaires est une preuve tangible de l'existence de ces roches magmatiques en profondeur. Une preuve qui appuie l'hypothèse de l'existence de systèmes volcaniques-hydrothermaux profonds.

Mots clés : Sources thermo-minérales ; Géochimie ; interactions eau-roche-gaz ; Isotopes ; Rif oriental ; Moyen Atlas ; Faille de Mellila-Fès-Smaala-Oulmès

Abstract

Northern Morocco offers significant hydro-geothermal potential, as evidenced by the large number of thermal resurgences outcropping there. These resurgences are closely associated with the main regionally extending tectonic structures, notably the Mellila-Fès-Smaala-Oulmès (MFSO) major fault crossing the Rif and meseta, and the North Middle Atlasic and South Middle Atlasic major faults crossing the Middle Atlas. These lithospheric structures, generally oriented NE-SW, form complex corridors with multiple tectonics movements.

In this work, a multidisciplinary study has been carried on sixteen well-selected thermal resurgences. These resurgences, eight of which are gaseous, arise along the MFSO major fault, while the other eight are associated with the Middle Atlas faults. These springs emerge with temperatures ranging from 20 to 53.6°C and have chloride-sodium and bicarbonate hydrochemical facies.

Detailed analysis of the geochemical compositions (major, trace and rare earth elements, isotopes and gases) of the water from these springs reveals important information about their origin and the nature of the deep reservoirs. These data highlight intense water-rock-gas interactions within reservoirs of varied lithological nature, interconnected by the networks of the fractures generated by these faults. The reservoirs identified correspond to the crystallophyllian basement of the Palaeozoic, the evaporitic clay formations of the Triassic and the carbonates of the Jurassic. Estimates of equilibrium temperatures within these reservoirs vary between 80 and 200°C, revealing the existence of an important geothermal potential in the Eastern Rif and the Middle Atlas.

The isotopic compositions of these waters, vary from -9.08 to -5.2‰ for $\delta^{18}O$ and from -58.8 to -30.1‰ for $\delta^{2}H$, suggesting a meteoric origin. Their recharge zones would be located on the relief exceeding 1000m in the Rif and 2000m in the Middle Atlas. The gaseous phase of the spring waters associated with the MFSO, displays $\delta^{13}C_{co2}$ isotopic signatures ranging from 19.3 ‰ to -4.25 ‰ and a $^{3}He/^{4}He$ ratio between 0.203 and 3.864 Ra testifying to a mantle origin. This would suggest the deep-rootedness of this fault. The mantle helium content decreases from SW to NE along the MFSO fault, from the Paleozoic Mestian basement towards the more recent formations outcropping in the Prérif and Mesorif. This decrease is influenced by the mixing of mantle He with that of the thick secondary and Tertiary sedimentary cover in the Rifain domain. To the north of this fault, this influence of mantle He is accentuated by mixing with that of the metamorphic rocks of the Mediterranean volcanic arc.

Finally, this work has led, for the first time, to the development of a hydrogeochemical model that highlights:

- The fundamental role of the MFSO fault in the structural architecture and regional hydrodynamics of northern Morocco. The MFSO is an open system whose permeability favours the diffusion of heat and mantle gases and facilitates the circulation of fluids at depth and their transfer to the surface. Its asismic behaviour, linked to fluid pressure and the precipitation of secondary hydrothermal clay minerals, reduces friction along this fault.
- The existence of deep volcanic-hydrothermal systems beneath the corridors developed by ANMA and ASMA in the Middle Atlas region, where water-magmatic rock interaction is strongly suggested by the chemical compositions of these waters. The presence of xenoliths of mafic to ultramafic and mantle rocks within plioquaternary volcanic products is tangible proof of the existence of these magmatic rocks at depth. Such evidence supports the hypothesis of the existence of deep volcanic-hydrothermal systems.

Key Words: Thermal springs; Geochemistry; Rock-water-gas interaction; Isotopes; Eastern rif; Middle Atlas; Mellila-Fès-Smaala-Oulmès Fault

Remerciements

Avec la fin de ces années de thèse et l'achèvement du manuscrit, c'est le moment de remercier toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à enrichir ce projet et cette période de ma vie par leur aide, leur soutien, ou simplement leur rencontre.

Mes premiers et plus profonds remerciements s'adressent à mon directeur de thèse, le Professeur Ahmed Ntarmouchant. Il m'a fait confiance et m'a guidé tout au long de ce parcours difficile qu'est une thèse de doctorat. Durant cette longue période, j'ai pu compter sur son encadrement rassurant et sa grande disponibilité, que ce soit au laboratoire ou sur le terrain ou pendant la phase de rédaction de la thèse. J'ai beaucoup appris de son savoir scientifique. Je tiens également à souligner sa générosité, sa gentillesse, sa simplicité dans les relations humaines, et surtout sa bonne humeur, qui ont rendu cette expérience encore plus enrichissante. Plus qu'un simple directeur de thèse, le Professeur Ntarmouchant est devenu pour moi une figure paternelle, un second père, dont l'influence restera à jamais gravée dans mon parcours professionnel et personnel.

Mes plus sincères et chaleureux remerciements s'adressent également à Mme Lala Zahra Tamehmacht, ainsi qu'à Nahla et Ziyad Ntarmouchant. Leur soutien constant tout au long de cette période a été inestimable. Ils sont devenus pour moi comme une seconde famille, m'offrant un réconfort et un encouragement précieux dans les moments difficiles comme dans les moments de joie. Je tiens à leur exprimer ma profonde gratitude pour leur présence, leur gentillesse et leur bienveillance qui ont grandement contribué à rendre cette expérience de thèse plus chaleureuse et familiale. Merci infiniment pour votre générosité et votre affection qui ont illuminé ce parcours doctoral.

Mes sincères remerciements vont également aux membres du jury qui ont accepté de lire et juger ce travail : le président, Pr. Houssa Ouali, les rapporteurs, Pr. Maria do Rosário Carvalho, Pr. Youssef Driouch, et Pr. Eduardo Anselmo Ferreira Da Silva, ainsi que les examinateurs, Pr. Benaabidate Lahcen, Pr. My Hachem Smaili, et Pr. Anasse Benslimane. Leur expertise et leurs remarques ont été précieuses pour compléter et améliorer ce travail avant l'édition finale.

Je souhaite exprimer mes sincère et profonde reconnaissance envers le Pr. Maria do Rosário Carvalho pour son soutien indéfectible au cours de ces longues années de thèse. Sa contribution a été inestimable, en particulier grâce à son aide précieuse dans mes recherches et sa générosité en me fournissant les données et analyses géochimiques essentielles qui ont étayé mon travail. «Muito obrigada, Professora».

Ma gratitude s'étend également au Pr. My Hachem Smaili pour son accompagnement constant, que ce soit au laboratoire, sur le terrain, ou durant la période de rédaction de cette thèse. Son soutien indéfectible et ses conseils avisés ont été essentiels tout au long de ce parcours et ont grandement contribué à l'aboutissement de ce travail.

Je voudrais également exprimer ma reconnaissance et adresser mes sincères remerciements à mes professeurs Youssef Driouch, et Mohammed Dahir, pour leur soutien constant, leur aide précieuse, et leurs conseils avisés.

Ma reconnaissance s'étend à mon ami, le Pr. Mustapha Elabouyi, dont le soutien constant, l'aide précieuse, les conseils éclairés, les encouragements et l'impact positif ont été des atouts inestimables tout au long de cette difficile période.

Je tiens à exprimer ma gratitude envers les personnels des départements de géologie des universités de Lisbonne et d'Aveiro au Portugal, en particulier les Professeurs Maria do Rosário CARVALHO, Eduardo da Silva, Telmo Bento dos Santos, et Nuno Durães pour leur précieux soutien lors de mes séjours de formation au sein de leurs laboratoires. Leur accueil chaleureux et leur encadrement ont grandement contribué à l'enrichissement de mon expérience de recherche au Portugal.

Je n'oublie pas de remercier mon cher ami Mohammed Benamrane, pour les bons moments partagés à l'université d'Aveiro au Portugal.

Je remercie également mes collègues du laboratoire, en particulier Brahim Mali, Ayman Agharabi, Salma Zerouali, Hicham El Asmi, Mohamed Lahtani et Omar Ait Haddou, pour leur présence, leur soutien technique et leur précieuse amitié tout au long de cette aventure doctorale.

Mes remerciements les plus chaleureux et les plus profonds s'adressent à ma famille, pilier inébranlable de mon parcours. À ma mère et mon père, je souhaite exprimer toute ma gratitude et mon amour. Votre soutien indéfectible, votre amour inconditionnel et votre foi inébranlable en moi ont été les fondements essentiels de cette réussite. Maman, Papa, vous avez toujours été là, une présence constante et rassurante, pour me réconforter dans les moments de doute et m'encourager à repousser mes limites. Cette thèse est le fruit de vos sacrifices et de votre amour, et je vous en serai éternellement reconnaissant.

À mes chères petites sœurs, Aouatif, Fatima Zahra et Chaymae, je tiens à exprimer tout mon amour et ma reconnaissance. Votre joie de vivre contagieuse, votre affection sans limite et votre soutien constant ont été un véritable baume pour mon cœur durant ces années intenses de recherche. Vos encouragements, vos rires et votre présence bienveillante ont illuminé mon parcours, même dans les moments les plus difficiles. Un merci tout particulier à toi, Fatima, pour

ton aide précieuse dans l'analyse statistique et la gestion des données. Ta contribution a été inestimable pour la réussite de ce projet.

À mon cousin et frère jumelé Amine Batbat, je tiens à exprimer ma profonde gratitude pour le rôle précieux que tu as joué tout au long de ce parcours. Depuis notre enfance, ta présence a été un pilier de soutien inébranlable. Tu as été bien plus qu'un cousin pour moi ; tu as été un véritable frère, un confident et un complice indispensable dans cette aventure académique et personnelle. Ton écoute attentive, ton soutien sans faille, et les nombreux moments que nous avons partagés ont été essentiels à ma persévérance et à ma réussite. Alors que je franchis cette étape importante, j'espère de tout cœur que tu achèveras bientôt ta propre thèse avec tout le succès que tu mérites. Merci d'être mon confident, mon soutien et mon ami le plus proche. Notre lien unique est une bénédiction dont je serai éternellement reconnaissant.

Ma gratitude s'étend également à toute ma famille élargie, dont le soutien a été un pilier essentiel de ma réussite. Je tiens particulièrement à remercier mes oncles Si Mohamed Jeddi et Mfadal Batbat, Si Ahmed et Alal Jeddi ainsi que mes tantes Saadia Jeddi et Fatima Beich. Votre amour inconditionnel, votre patience inébranlable et vos encouragements constants ont été une source inépuisable de motivation et de réconfort tout au long de ces années de thèse. Votre présence bienveillante et votre soutien indéfectible ont constitué le socle sur lequel j'ai pu bâtir ma réussite. Je vous serai éternellement reconnaissant d'avoir illuminé mon parcours de votre affection et de votre confiance.

Enfin, mes remerciements et ma reconnaissance s'étendent également à mes amis d'enfance Abdalilah Lemdaoubi (Brinda), Hafes Ednoub et Salim Boucheti. Votre amitié fidèle, vos encouragements sincères et vos moments de soutien ont été d'une grande importance tout au long de ce parcours. Vous avez partagé avec moi des souvenirs inoubliables et apporté une dimension précieuse à cette aventure.

TABLE DES MATIÈRES

Chapitre I : Introduction générale 14

I- Préambule 15

II- Les systèmes hydrothermaux 18

II-1- Définition 18

II-2- Fonctionnement d'un système hydrothermal 19

II-3- La classification des systèmes hydrothermaux 20

II-3-1- Classification selon le contexte géologique 21

II-3-2- Classification selon la température des réservoirs 22

II-3-3- Classification selon la nature lithologique de réservoir 23

II-3-4- Classification selon le type de fluide 23

III- La géothermie en Afrique 23

III-1- Introduction 23

III-2- L'hydrothermalisme au Maroc 26

III-2-1- Présentation 26

III-2-2- Historique des travaux 29

IV- Problématiques et objectifs 33

Chapitre II : Méthodologie 35

I- La Méthodologie du travail 36

I-1- Introduction 36

I-2- Etude bibliographique 36

I-3- Travaux de terrain 36

I-3-1- Détermination des structures tectoniques 36

I-3-2- Stratégie d'échantillonnage 37

I-4- Travaux de laboratoire 39

I-5- Traitement et évaluation des résultats 39

Chapitre III : Les sources thermo-minérales associées à l'accident majeur de Mellilia-Fès-Smaala-Oulmès (MFSO) 42

I- Introduction 43

II- Géologie des résurgences chaudes du Rif oriental 44

II- 1- Introduction 44

II- 2 Les sources thermales de la MFSO 47

II- 2-1 Les sources thermales d'Ain Hammam et de Haddou Ou Amar 47

A- Cadre géographique 47
B- Cadre géologique 47
C- Cadre Structural 48
II- 2-2 La source thermale de Chaabi 52
A- Cadre géographique 52
B- Cadre géologique 52
C- Cadre Structural 54
II- 2-3- La source thermale d'Ain Chifa 56
A- Cadre géographique 56
B- Cadre géologique 56
C- Cadre Structural 57
II- 2-4- La source thermale d'Ain Hamra 62
A- Cadre géographique 62
B- Cadre géologique 62
C- Cadre Structural 63
II- 2-5- La source thermale de Hajra Safra 66
A- Cadre géographique 66
B- Cadre géologique 66
C- Cadre structural 67
II- 2-6- La source thermale de Moulay Yacoub 70
A- Cadre géographique 70
B- Cadre géologique 71
C- Cadre structural 72
II- 2-7- La source thermale d'Oulmès 74
A- Cadre géographique 74
B- Cadre géologique 75
C- Cadre structural 77
II- 3- Conclusion à l'étude géologique 80
III- La géochimie des eaux thermales associées à la MFSO 84
III-1- Introduction 84
III-2- Paramètres physico-chimiques et classification 84
III-2-1- Paramètres physico-chimiques 84
III-2-2- Classification hydrochimique 86
III-3- Traitement des éléments majeurs 87

III-4- Les éléments traces 90
III-5- Les terres rares (REE) 92
III-6- Les interactions eaux-roches et Origine des fluides. 95
III-6-1- Les corrélations. 95
III-6-2- Indices de Saturation. 100
III-6-3- Les diagrammes D'Amore 102
III-6-4- Les géothermomètres 103
III-6-5- Les isotopes 107
III-7- Les gaz 108
IV- Conclusion et implication géodynamique 112
Chapitre VI : Les sources thermo-minérales du Moyen Atlas 117
I- Introduction 118
II- Géologie des résurgences thermales du Moyen Atlas 121
II-1- les sources de la partie méridionale 122
II-1-1- La source de Tibakhbakhine 122
A- Cadre géographique 122
B- Cadre géologique 122
C- Cadre structural 124
II-1 -2- La source thermale d'Issouka 126
A- Cadre géographique 126
B- Cadre géologique 127
C- Cadre Structural 129
II-1-3- La source thermale de Bou Rached 133
A- Cadre géographique 133
B- Cadre géologique 133
C- Cadre Structural 135
II- 2- Les résurgences thermales septentrionales 138
III-2- 1- La Source thermale de Goutitir 139
A- Cadre géographique 139
B- Cadre géologique 140
C- Cadre structural. 143
II-2-2- Les Sources thermales de la région d'Oujda-Berkane 146
A- Cadre géographique 146
B- Cadre Géologique 147

C- Cadre structural 148
III- La géochimie des eaux thermales du domaine Moyen Atlasique 151
III-1- Introduction 151
III-2- Paramètres physico-chimiques et classification 152
III-2-1- Paramètres physico-chimiques 152
III-2-2- Classification hydrochimique 153
III-3- Traitement des éléments majeurs 154
III-4- Les éléments traces 158
III-5- Les interactions eaux-roches et la nature des réservoirs 161
III-5-1- Les Corrélations 161
III-5-2- Les diagrammes D'Amore 164
III-5-3- Les indices de saturation 166
III-6- Les températures des réservoirs : 169
III-6-1- Les géothermomètres chimiques 169
III-6-2- Méthode de Giggenbach (1988) 170
III-7- Origine des fluides 171
IV- Conclusion et implication géodynamique 174
Chapitre V : Comparaison entre les systèmes hydrothermaux du MFSO et ceux du Moyen Atlas 177
I- Introduction 178
II- Contexte géologique et structurale 179
III- Contexte géochimiques 182
III-1- Paramètres physico-chimiques 182
III-2- Faciès hydrochimique 182
III-3- Les éléments majeurs 183
III-4- Les éléments traces 187
III-5- Nature lithologique des réservoirs 188
III-6- Les températures des réservoirs 190
III-7- Les isotopes 192
IV- Conclusion 194
Chapitre VI : Conclusion générale et perspectives 196
I- Conclusion générale 197
II- Les perspectives 200
Références bibliographiques 203

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Bloc diagramme montrant le mode de fonctionnement d'un système hydrothermal (modifié d'après Moeck 2014). 20
Figure 2 : Classification des systèmes géothermiques selon le contexte géodynamique (Jolie et al. 2021).....22
Figure 3 : Carte d'emplacement des principales occurrences géothermiques en Afrique et éléments structuraux du continent africain (carte géologique de l'Afrique à l'échelle 1:10 millions (Elbarbary et al 2022).....25
Figure 4 : Graphe présentant la capacité de production électrique en MW des centrales géothermiques installées sur le continent africain entre 1995 et 2020, au Kenya et en Éthiopie (Elbarbary et al, 2022; Huttrer 2020). 26
Figure 5: Carte géologique du Maroc montrant la distribution des sources thermominérales (Lahlou Mimi et al., 1999, Sabri 2019). 27
Figure 6: Carte de répartition du gradient géothermique au Maroc (Zarhloule, 2004). 28
Figure 7: Représentation graphique des diagrammes de référence élaborés par D'Amore et al., (1983). 40
Figure 8: Carte géologique du Maroc septentrional montrant la répartition des sources thermales associées à l'accident majeur MFSO. 44
Figure 9 : La carte géologique du Maroc septentrional montrant la répartition des sources thermales et les roches exhumées (Chalouan et al., 2014, modifiée).....46
Figure 10: Carte géologique de la zone de résurgence des sources thérmales d' Ain Hammam et Haddou Ou Amar (Modifié d'après Faure-Muret et al. 1996)).....48
Figure 11: A) Modèle numérique de terrain (MNT) de la zone de résurgence de Ain Haddou Ou Amar et Ain Hammam et localisation des principaux accidents. B) : Rosace directionnelle des accidents de la même zone. 49
Figure 12: A- Photo montrant des plissements associés à une zone de chevauchement dans le secteur d'étude; B- Stéréogramme des axes des plis. C- Photo montrant des failles chevauchantes, et (D) leurs stéréogrammes.....50
Figure 13 : A) Photo montrant des décrochements dextres , et (B) leurs stéréogrammes. C) Photo montrant des failles normales, et (D) leurs stéréogrammes. 51
Figure 14 : Carte géologique de la zone de résurgence de la source thermale de Chaabi (Modifiée d'après la carte géologique du Kebdani 1/50000). 53
Figure 15: Photo montrant les accidents responsables de la mise en place de la source thermale de Chaabi (A, C, D et E) et leurs stéréogramme (B) ; F : Coupe schématique illustrant ces structures. 55
Figure 16: Carte géologique de la zone de résurgence de la source thermale d'Ain Chifa. (Modifiée d'après la carte géologique du Midar 1/50000). 57
Figure 17: Photos montrant les différentes structures affectant la région d'Ain Chifa, et leurs représentations stéréographiques.....59
Figure 18 : modèle structural schématique montrant les évènements tectoniques responsables de la mise en place de la source thermale d'Ain Chifa.....61
Figure 19: Carte géologique de la zone de résurgence de la source thermale d'Ain Hamra (Modifiée d'après la carte géologique d'Aknoul 1/50000)......63

Figure 20: A - Photo montrant des plis à vergence sud associés à une zone de chevauchement et leur stéréogramme (B) ; C- Photo illustrant les plans de schistosité et leur rosace directionnelle (D). 64
Figure 21: A : Photo montrant des plans de failles NE-SW à jeu senestre et affectés d'une altération hydrothermale et leur stéréogramme (B) ; C- Fentes de tensions en échellons à remplissage calcique et leur rosace directionnelle (D). E- Failles normales développées par la deuxième phase de déformation, et leurs stéréogrammes (F) 65
Figure 22: : Carte géologique montrant la position de la source thermale de El Hajra Safra. (Modifiée d'après la carte géologique d'Ain BouKellal-Msoun 1/50000). 67
Figure 23 : Carte des linéaments extraits à partir des images satellitaires de la région de Hajra Safra. 68
Figure 24: Photo montrant des chevauchements à proximité de la source thermale (A et B), et leur stéréogramme (C). Affleurement des formations évaporitiques triasiques (D), des blocs de roches métamorphiques exhumées (E) ainsi que des minéralisations (F). 69
Figure 25: Représentation stéréographique des résultats du traitement numérique des données structurales : A) Pour les décrochements et B) Pour les failles normales. 70
Figure 26: Carte géologique de la zone d'émergence de la source thermominérale de Moulay Yacoub (Modifiée d'après Lakhdar et al., 2006). 72
Figure 27: Carte structurale de la région de Moulay Yacoub modifiée d'après (Lakhdar et al., 2006 et 2007 ; Sabri et al.2019). 73
Figure 28: résultats de traitement des mesures structurales du secteur de My. Yacoub. A : Stéréogramme des chevauchements ; B stéréogramme des accidents NE-SW senestres. 74
Figure 29 : Carte géologique de la zone de résurgence de la source thermale d'Oulmès (Modifiée d'après la carte géologique d'Oulmès 1/50000).. 76
Figure 30: Carte des linéaments extraits à partir des images satellitaires de la région d'Oulmès. 77
Figure 31: Photo montrant les accidents responsables de la mise en place de la source thermale d'Oulmès et leur stéréogramme. 79
Figure 32:Schéma structural de Riedel expliquant le mode de mise en place de la source thermale d'Oulmès. 79
Figure 33: Carte structurale des sources thermales le long de la faille Mellilia-Fès-Smaala-Oulmès, illustrant ainsi les représentations stéréographiques des diverses structures tectoniques observées, et la distribution spatiale des épicentres sismiques dans la partie septentrionale du Maroc. 83
Figure 34: Diagramme de Durov appliqué aux eaux thermales du Maroc septentrional. 87
Figure 35 Diagramme de Schöeller Berkaloff appliqué aux eaux thermales du Maroc septentrional. 88
Figure 36 : Diagramme Cl–SO4–HCO3 de Giggenbach 1991, appliqué aux eaux thermales du Maroc septentrional. 90
Figure 37: Diagramme de répartitions des oligoéléments au sein des eaux thermales affleurant le long de l'accident MFSO. 92
Figure 38: Les spectres des REE des sources thermales de la MFSO normalisés aux chondrites de Sun and Mac Donough (1995). 95

Figure 39: Corrélations entre les différents éléments chimiques des eaux des sources thermales de la MFSO. 99
Figure 40: Digramme des indices de saturation calculés des eaux thermales longeant l'accident majeur MFSO. 102
Figure 41: Application de la méthode IIRG (D'Amore et al., 1983) au eaux thermales longeant l'accident MFSO. Les spectres de références sont représentés en tirées. 103
Figure 42: Projection des échantillons des eaux chaudes de la MSFO sur le diagramme de Giggenbach (1988). 106
Figure 43: Diagramme A : $\delta^{18}O$ vs $\delta^{2}H$ isotopiques des eaux chaudes de MFSO comparées avec la ligne météorique mondiale et locale (GMWL, MMWL). B : Altitude de recharge vs $\delta^{18}O$.108
Figure 44: Diagramme N_2-Ar-He (Giggenbach, 1992) et modifié par (Lee et al., 2019), montrant l'abondance des gaz N_2, Ar et He des gaz dissous dans les eaux thermales associées à MFSO. 110
Figure 45: Projection des compositions isotopiques des eaux thermales associées à MFSO ; A : $^{3}He/^{4}He$ (R/Ra) en fonction de $^{20}Ne/^{4}He$ avec les valeurs de référence du MORB, de la croûte, des ASW et du manteau lithosphérique (Sano et Wakita 1985, modifié par Lee et al., 2019). B : Diagramme $\delta^{13}C$-CO_2 vs $^{3}He/^{4}He$ avec des lignes de mélange entre le MORB et la croûte y compris les aires des failles de San Andreas et d'Anatolie du Nord (Sano et Marty 1995 modifie par Lee et al., 2019). 112
Figure 46: Cartes interprétatives des emplacements des sources thermales au sein de leurs roches hôtes, le long de la faille majeure MFSO. A : L'orientation de la Ligne chaude du Maroc (MHL : Morrocan Hot Line) et les distributions du pH des eaux thermales le long de la faille MFSO ; B : La position de la ligne chaude qui correspond au flux mantellique (Bonnin et al., 2014) ; C : Carte montrant la perturbation des ondes P par la présence de fluides à des profondeurs de 5 km (Serrano et al., 2003). 116
Figure 47: Carte illustrant le système Atlasique (Elabouyi et al. 2022). 118
Figure 48: Carte géologique du Maroc septentrional montrant la répartition des sources thermales associées à la chaîne du Moyen Atlas. Modifiée à partir de la carte géologique du Maroc à l'échelle 1/1 000 000 (Hollard et al., 1985; Rezouki et al., 2020). 120
Figure 49 : Carte géologique du Moyen Atlas septentrional montant la localisation de la source de Tibakhbakhine (modifié d'après Sabaaoui, 1989).....124
Figure 50: Représentation stéréographique des mesures structurales relevées dans le secteur d'étude. 125
Figure 51: Carte structurale montrant le réseau d'accidents traversant la région de Tibakhbakhine. 126
Figure 52: Carte géologique du Moyen Atlas montant la localisation de la source thermale d'Issouka (Frizon de Lamotte et al., 2008). 127
Figure 53: Log stratigraphique avec des photos montrant les différentes formations de la région d'Issouka. 128
Figure 54 : A-Carte des linéaments extraits à partir des images satellitaires de la région d'Issouka. B- Rosace directionnelle des accidents de la même zone. 129
Figure 55: B, C et D- Photos montrant les différentes structures tectoniques observées dans ce secteur. A- Représentation stéréographique des failles associées à l'accident d'Issouka. 131

Figure 56: A et B : Représentations stéréographiques des réseaux de failles affectant la zone d'Issouka. C- Photo montrant les accidents observés au voisinage de la source thermo-minérale d'Issouka 132
Figure 57: Carte Géologique de la région de Bou Rached (modifié d'après Bernini et al. 1994). 135
Figure 58: A : Carte MNT montrant les linéaments parcourant la région de Bou Rached ; B : Rosace directionnelle montrant l'orientation de ces linéaments. 136
Figure 59: Le Stéréogramme des failles affectant la région de Bou Rached. 136
Figure 60: Rosace directionnelle des accidents et leurs pendages affectant la région de Bou Rached. 137
Figure 61: Carte géologique simplifiée de la source thermale du Goutitir. A-F : Représentations stéréographiques des différentes structures tectoniques affectant la région de Goutitir. 142
Figure 62: Structures associées au chevauchement E-W au niveau d'oued El Abed au voisinage de la source thermale de Goutitir (A). B : plis associés à ce chevauchement. C : Stylolites affleurant dans les calcaires associés à la phase de compression. D : Structure en horst et graben. 144
Figure 63: Carte géologique montrant la répartition des sources thermales dans la région d'Oujda-Berkane (Modifiée d'après la carte géologique d'Oujda 1/50000). 148
Figure 64: Carte des linéaments extraits à partir des images satellitaires de la région d'Oujda-Berkane. 150
Figure 65: Diagramme de Durov appliqué aux eaux thermales du domaine Moyen Atlasique154
Figure 66: Diagramme de Schöeller-Berkaloff appliqué aux eaux thermales du Moyen Atlas. 156
Figure 67: Diagramme Cl–SO4–HCO3 de Giggenbach 1991, appliqué aux eaux thermales étudiées. 158
Figure 68: Diagramme multi-élémentaire normalisé aux valeurs de chondrite pour les eaux thermales : (A) : eaux thermales de type Na-Cl ; (B) : Celles de nature Ca-HCO3 ; (C) : pour l'ensemble des eaux thermales étudiées. 161
Figure 69: Corrélations entre les différents éléments chimiques des eaux des sources thermales étudiées. 164
Figure 70: Application de la méthode IIRG (D'Amore et al., 1983) aux eaux thermales du Moyen Atlas. 166
Figure 71: Digramme illustrant les calculs des indices de saturation calculés des eaux thermales étudiées. 168
Figure 72 : Projection des échantillons des eaux thermales sur le diagramme de Giggenbach (1988). 171
Figure 73: Diagramme A : $\delta^{18}O$ vs $\delta^{2}H$ isotopiques des eaux chaudes comparées avec les lignes météorique mondiale et locale (GMWL, MMWL). B : Altitude de recharge vs $\delta^{18}O$. 173
Figure 74: Carte schématique hydro-structurale du nord du Maroc illustrant le mode de fonctionnement des sources thermominérales étudiées le long des structures du domaine Moyen Atlasique. 176
Figure 75: Diagramme de Durov (1948) appliqué aux eaux thermominérales associées aux systèmes hydrothermaux du MFSO (A) et du MA (B). 183

Figure 76: Diagramme de Schöeller-Berkaloff appliqué aux eaux thermales associées aux systèmes hydrothermaux du MFSO (A) et du MA (B). 185
Figure 77: Diagramme Cl–SO4–HCO3 de Giggenbach 1991, appliqué aux eaux thermales associées aux systèmes hydrothermaux du MFSO (A) et du MA (B). 186
Figure 78: Diagramme multi-élémentaire normalisé aux valeurs de chondrite pour les eaux thermales : (A) : MFSO ; (B) : Celles de MA. 188
Figure 79: Application de la méthode IIRG (D'Amore et al., 1983) aux eaux thermales associées aux systèmes hydrothermaux du MFSO et du MA. 190
Figure 80 : Diagramme montrant les températures d'équilibre estimées par les différents géothermomètres chimiques, (A) pour le système hydrothermal de MFSO et (B) pour celui du Moyen Atlas. 192
Figure 81: Diagramme A et B : $\delta^{18}O$ vs $\delta\ ^{2}H$ isotopiques des eaux chaudes de MFSO et MA comparées avec la ligne météorique mondiale et locale (GMWL, MMWL).C et D : Altitude de recharge vs $\delta^{18}O$. 193

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: Coordonnées et domaines géologiques des sources associées à l'accident majeur MFSO 43
Tableau 2: Les paramètres physico-chimiques et la composition des eaux thermales associées à la faille MFSO, en éléments majeurs, traces, terres rares et isotopes stables. CHA : Chaabi ; AHM : Ain Hammam ; HOA :Hadou Ou Amar ; ACH :Ain Chifa ; HMR :Ain Hamra, HJS : Hajra Safra ; MYB : My Yacoub ; OUL : Oulmès ; n.a. : non analysé ; TDS : total des solides dissous ; EC : conductivité électrique. 85
Tableau 3: Valeurs des températures d'équilibres estimées par les différents géothermomètres. 106
Tableau 4 : Teneurs et compositions isotopiques en gaz des eaux des sources thermales de la MFSO. 109
Tableau 5 : Coordonnées et domaines géologiques des sources associées au système Atlasique : 120
Tableau 6 Les résultats des analyse géochimiques des eaux thermales étudiées. 151
Tableau 7: Valeurs des températures d'équilibre estimées par les différents géothermomètres chimiques. 169

LISTE DES ABBRÉVIATIONS

MFSO : Accident majeur de Mlilia-Midar-Smaala-Oulmès

MA : Moyen Atlas

ANMA : Accident Nord Moyen Atlasique

ACMA : Accident Centre Moyen Atlasique

ASMA : Accident Sud Moyen Atlasique

MHL: Ligne chaude du Maroc (Morrocan Hot Line)

AHM: Ain Hammam

HOA: Haddou Ou Amar

CHA: Chaabi

ACH: Ain Chifa

HMR: Ain Hamra

HJS: Hajra Safra

MYB: My Yacoub

OUL: Oulmès

BAKH: Tibakhbakhine

ISS: Issouka

BOR: Bou Rached

GOUT: Goutitir

BNK: Ben Kachour

SYAH: Sidi Yahya

FZN: Fezouan

AKIS: Ain Kiss

Chapitre I : Introduction générale

I- Préambule

Face à l'épuisement des ressources fossiles et à la lutte contre le changement climatique, la transition vers les énergies renouvelables devient une priorité mondiale. Ainsi, l'exploration des ressources géothermiques prend une ampleur croissante comme une source d'énergie renouvelable, permanente et facilement exploitable qui ne présente aucun effet néfaste sur l'environnement. Cette tendance est particulièrement encouragée dans les pays qui possèdent un potentiel susceptible d'être exploitable. Les sources thermales sont considérées comme des indices thermiques de surface. Les régions hôtes de ces sources constituent des zones clés pour explorer et évaluer ces ressources géothermiques. De ce fait, l'étude des sources thermales est d'une grande importance dans la compréhension des potentialités non seulement du système hydrique mais également celles des anomalies géothermiques d'une région.

Le Maroc est confronté à un enjeu énergétique majeur en raison de son sous-sol maigre en matière énergétique fossile. Il dépend fortement des importations pour répondre à ses besoins énergétiques qui influencent significativement son économie plaçant la question énergétique au centre des préoccupations de ses décisions stratégiques nationales. Ainsi, ce pays est doté par des régions offrant un potentiel géothermique important offrant à ce pays une opportunité très prometteuse. Parmi ces régions on citera, en particulier, la partie orientale de la chaîne rifaine et le domaine méséto-atlasique oriental qui sont considérés comme une province hydro-géothermique majeure, encore vierge et inexploitée. Ces régions sont caractérisées par de nombreuses manifestations géothermiques de surface matérialisées par des sources thermales et une activité volcanique récente où sont ressentis un fort flux de chaleur et un gradient géothermique dépassant respectivement 100 mW/m^2 et 35 °C/km (Rimi et al. 1999; Zarhloule, 2004). Ces indices géothermiques sont étroitement liés aux structures tectoniques profondes actives, qui constituent des voies de circulation préférentielles pour les fluides thermaux et la diffusion de la chaleur (Tassi et al., 2006; Lakhdar et al., 2007 ; Sabri et al., 2019 ; Jeddi et al., 2023 ; Ntarmouchant et al., 2024).

Dans le cadre de cette thèse, nous proposons une approche novatrice et multidisciplinaire pour étudier l'activité géodynamique et la thermicité qui accompagnent la mise en place de ces sources thermales sourdant au Maroc septentrional. Cette approche intégrative combinant géologie, tectonique, hydrogéochimie, études isotopiques et modélisation est adoptée pour élucider l'origine, l'évolution et les caractéristiques des eaux thermo-minérales du Maroc septentrional. L'objectif principale est de développer un modèle conceptuel expliquant les processus de

fonctionnement de ces systèmes hydrothermaux, en examinant minutieusement les interactions eau-roche-gaz, la nature, la température et la profondeur des réservoirs, ainsi que le rôle des structures géologiques majeures dans la circulation hydrodynamique et les mécanismes de transfert de chaleur.

Cette étude constitue une base scientifique solide qui s'inscrit dans une démarche plus large d'exploration géothermique du Maroc septentrional, visant à fournir une compréhension approfondie de ces ressources souterraines et de leur capacité à répondre aux besoins énergétiques locaux et nationaux. Elle vise à contribuer à la diversification des ressources énergétiques nationales et à la préservation de l'environnement. Cette étude pourra ouvrir la voie à une exploitation durable de la géothermie au Maroc, offrant ainsi une solution prometteuse au défi énergétique tout en s'alignant sur les objectifs de développement durable du pays, avec des retombées positives tant sur le plan économique qu'environnemental pour les régions ciblées.

Organisation du manuscrit

La première partie du manuscrit présente le cadre général de l'étude avec une description détaillée des caractéristiques des systèmes hydrothermaux et les principaux paramètres et facteurs qui contrôlent leur fonctionnement. Ensuite, l'auteur propose un examen approfondi de l'état actuel du développement de l'énergie géothermique à l'échelle du continent africain et marocain. Cette première partie s'achève par la présentation de la problématique et les objectifs souhaitables par cette étude.

La deuxième partie concerne les diverses méthodologies et approches adoptées par ce travail en donnant les détails sur les méthodes utilisées sur le terrain et aux seins des différents laboratoires.

La troisième partie est consacrée à l'étude approfondie du contexte géologique, structural et hydrogéochimique des sources thermo-minérales gazeuses émergeant le long de l'accident majeur de Mlilia-Fès-Smaala-Oulmès (MFSO). Cette partie vise à mettre la lumière sur l'importance géodynamique et l'impact de cette faille sur le fonctionnement des systèmes hydrothermaux qui y sont implantés, ainsi que son influence géologique et structurale sur cette partie du Maroc nord-oriental qui offre un potentiel géothermique important le long de cette structure.

La quatrième partie est consacrée à l'étude approfondie du contexte géologique, structural et hydrogéochimique des sources thermo-minérales émergeant le long du domaine Moyen Atlasique. Cette zone offre également un potentiel géothermique important, focalisé surtout au niveau des failles majeures (faille Nord Moyen Atlasique et Sud Moyen Atlasique) sur lesquelles sourdent les résurgences thermo-minérales.

La cinquième partie est une synthèse intégrative des résultats obtenus dans ce travail. Elle propose un modèle d'évolution et de mise en place des systèmes hydrothermaux de la région nord-orientale du Maroc. Cette partie adopte une approche comparative des systèmes hydrothermaux du Moyen Atlas avec ceux associés à la faille de Mlilia-Fès-Smaala-Oulmès (MFSO) aboutissant à la compréhension plus globale et nuancée des processus hydrothermaux à l'échelle régionale.

Le manuscrit s'achève par une **conclusion générale** qui synthétise les principaux nouveaux résultats. Elle met en relief l'apport important de ce travail de recherche sur la compréhension des systèmes hydrothermaux dans la région nord-orientale du Maroc. Elle ouvre également des perspectives pour de futures recherches, proposant de nouvelles pistes d'investigation et d'exploration visant à approfondir la connaissance des ressources géothermiques dans cette région.

II- Les systèmes hydrothermaux

II-1- Définition

Le système hydrothermal est un ensemble de processus géologiques et hydrogéologiques naturels qui assurent la redistribution et le transfert de l'énergie thermique, chimique et mécanique internes du globe terrestre vers la surface grâce à la circulation des fluides.

Les systèmes hydrothermaux jouent un rôle important dans la stabilisation de l'état physique et chimique de la croûte terrestre. Le fonctionnement d'un système hydrothermal requiert plusieurs composantes dont les plus importantes sont :

- **Le fluide caloriporteur** : En général c'est l'eau qui transporte par convection la chaleur et les substances chimiques en solution depuis le réservoir profond vers la surface terrestre. Au départ, ces fluides s'infiltrent depuis la surface et circulent à des profondeurs allant de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres dans la croûte, où ils sont réchauffés. Dans les systèmes hydrothermaux, les fluides sont principalement d'origine météorique et plus rarement d'origine marine, mais dans certains cas encore discutables, la contribution des fluides pourrait être d'origine mantellique (Vasseur et al., 1991; Siler and Kennedy, 2016, Lee et., al, 2017).
- **Le flux de chaleur :** Il permet le réchauffement des fluides hydrothermaux et il est étroitement lié au contexte géologique et tectonique du système. Ce flux peut être généré soit par un magma en contexte de volcanisme actif, ou peut être en relation avec des zones tectoniquement actives où règnent des processus géodynamiques de haute température.
- **La roche perméable :** N'importe quel type de roche peut servir d'encaissant pour un réservoir géothermal, cependant sa nature lithologique contrôle profondément les interactions fluides-roches. Ces interactions ont une conséquence sur la nature de la composition géochimique et les caractéristiques ultimes des fluides hydrothermaux.
- **Les failles profondes** : Ces structures jouent généralement le rôle de conduits naturels qui contrôlent l'infiltration, la circulation, le transfert des fluides et la diffusion de la chaleur depuis les réservoirs profonds vers la surface.

De plus, les manifestations hydrothermales de surface comprennent les sources thermales, les fumerolles, les geysers, les saumures chaudes et les dépôts minéraux. Ces manifestations sont souvent utilisées pour leurs intérêts et propriétés thermales, thérapeutiques ou énergétiques.

II-2- Fonctionnement d'un système hydrothermal

Un circuit hydrothermal correspond à un écoulement d'eau à travers des structures géologiques souterraines qui lui permettent d'acquérir une température élevée et une forte concentration en minéralisation. Ce parcours peut être décomposé en trois grandes étapes (Fig.1) (White 1972, Blavoux, 1998 ; Sonney, 2010 ; Sabri, 2019 ; Moeck 2014) :

- Les eaux de surface et souterraines froides s'infiltrent le long des structures tectoniques où la perméabilité est élevée. Ces structures assurent le mouvement et la circulation de ces eaux jusqu'à des profondeurs importantes dans la croûte, où règnent des températures élevées.
- Un réchauffement des eaux lié principalement aux flux de chaleur et au gradient géothermique local ou régional.
- L'eau chauffée peut s'écouler latéralement le long d'un horizon rocheux perméable recouvert d'une roche relativement imperméable pour former des réservoirs géothermiques au sein desquels un équilibre thermique et géochimique avec l'encaissant pourrait être atteint.
- Une ascension rapide vers la surface par l'intermédiaire de zones hautement perméables telles que des failles, des diaclases, des filons ou des contacts sédimentaires, assurant pour l'essentiel, une conservation de la température et de la minéralisation acquise en profondeur (Grasby and Hutcheon, 2001).

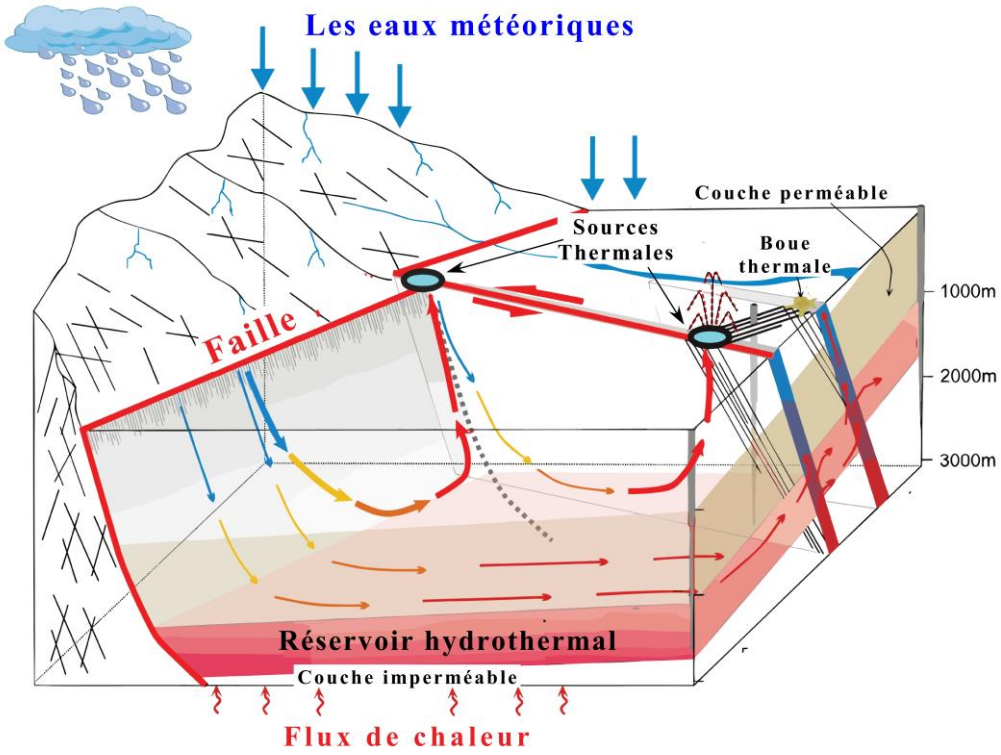

Figure 1 : Bloc diagramme montrant le mode de fonctionnement d'un système hydrothermal (modifié d'après Moeck 2014).

Le système hydrothermal désigne toutes les parties du système hydrologique. Les caractéristiques qui permettent de distinguer entre les systèmes hydrothermaux et autres systèmes hydrogéologiques sont la présence des fluides et/ou de roches anormalement chaudes à des profondeurs relativement faibles, induisant une augmentation du flux de chaleur et du gradient géothermique. En surface, ces circulations hydrothermales se manifestent le plus souvent par la présence de sources thermales, qui constituent l'objectif principal de notre travail.

Les sources hydrothermales sont d'une grande importance car elles peuvent être exploitées pour leurs propriétés thermales, thérapeutiques ou énergétiques. Elles peuvent également apporter à la surface des informations scientifiques précieuses sur les différents processus géologiques et hydrologiques qui se déroulent en profondeur.

II-3- La classification des systèmes hydrothermaux

Les systèmes hydrothermaux peuvent être classés selon plusieurs critères tels que leur contexte géologique, la température du réservoir, la nature de l'encaissant, l'état d'équilibre du réservoir et le type de fluide en circulation. La classification est un élément clé de caractérisation, d'évaluation, de valorisation et du développement de ces ressources énergétiques.

II-3-1- Classification selon le contexte géologique

Les caractéristiques d'un système hydrogéothermique, résident dans la nature du régime thermique, l'importance du flux de chaleur, ainsi que la dynamique et la chimie des fluides fortement influencées et contrôlées par le contexte géologique et tectonique dans lequel le système est implanté (Moeck et al., 2019). Généralement, on classe les systèmes hydrogéothermiques en trois types selon leur contexte géodynamique (Barbier et al, 2002 ; Wilmarth et Stimac, 2015, Boden, 2016 ; Jolie et al, 2023) (Fig.2). Cette classification ne permet pas de catégoriser l'ensemble des systèmes, mais elle est largement utilisable pour décrire la répartition des ressources géothermiques (Moeck et al., 2019).

- **Les systèmes d'arcs volcaniques** sont liés à des édifices volcaniques situés le long des zones de subduction. Ils sont caractérisés par des températures très élevées, généralement comprises entre 200 et 300°C (Faulds et al., 2010, Boden, 2016 ; Jolie et al, 2023). Ce genre de système hydrothermal, peut être élucider par les exemples suivants : Awibengkok en Indonésie, la zone volcanique de Taupo en Nouvelle-Zélande et l'arc volcanique de Kyushu au Japon (Boden, 2016; Jolie et al, 2023)

  Les processus de subduction le long des limites convergentes des plaques génèrent une chaleur intense à partir du magma caractérisant ces zones et créent d'intenses réseaux de failles. Cette chaleur, associée à la circulation des fluides à travers les failles, entraîne le développement de ressources hydrothermales dans ce contexte. Ces systèmes géothermaux sont généralement les plus chauds, atteignant des températures jusqu'à 300°C, et les réservoirs se trouvent généralement à une profondeur d'environ 1,5 km. Malgré les températures élevées et la profondeur raisonnable des réservoirs, les circulations de fluides dans les systèmes géothermaux de subduction sont généralement très localisées (Navelot, 2018 ; Beauchamps et al., 2019 ; Milesi, 2020), et par conséquent les sources hydrothermales en relation avec ce contexte sont concentrées dans des zones relativement limitées.

- **Les systèmes de rifts actifs :** Dans ce cas**,** les températures sont considérables et peuvent dépasser les 250 °C, tel est le cas au niveau du Rift est-africain au Kenya. Dans ce genre de système, le contexte tectonique extensif favorise l'amincissement crustal induisant une augmentation du gradient géothermique (Swanberg, 1983 ; Genter et al., 2010 ; Baillieux et al., 2014 ; Pürschel et al., 2013 ; Aichholzer et al., 2016 ; Darge et al., 2019). L'existence d'un réseau de faille régional permet des productions considérables en terme de volume et de débit des fluides hydrothermaux.

- **Les systèmes de failles actives :** Dans ce contexte, les circulations hydrothermales sont souvent décrites dans la littérature géothermique (Magri et al., 2012 ; Nukman et Moeck, 2013 ; Sánchez et al., 2013 ; Dzikowski et al., 2016 ; Duwiquet et al., 2019 ; Milesi, 2020). Ces systèmes se caractérisent par un flux de chaleur élevé, mais ils sont principalement dépourvus d'activité magmatique. Dans ces systèmes, les circulations hydrothermales se produisent le long de failles majeures, qui agissent comme des conduits et réservoirs naturels favorisant la circulation et le transfert des fluides et de la chaleur vers la surface. Ces systèmes hydrothermaux présentent généralement des températures de réservoir comprises entre 130 et 200°C, à des profondeurs d'environ 1,5 km (Jolie et al. 2021). Des exemples bien connus de telles failles comprennent la faille de San Andreas aux États-Unis, la faille d'Anatolie en Turquie, ainsi que la faille majeure de Melilla-Fès-Smaala- Oulmès au Maroc, qui sera évoquée et traitée dans ce travail.

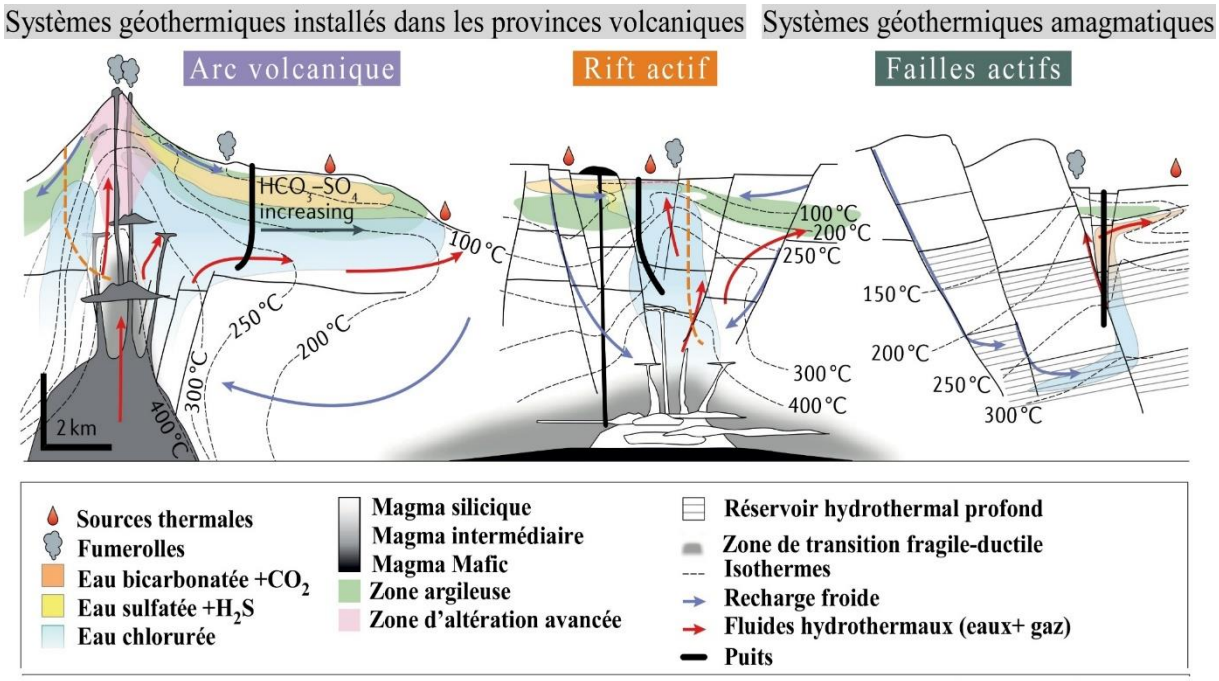

Figure 2 : Classification des systèmes géothermiques selon le contexte géodynamique (Jolie et al. 2021).

II-3-2- Classification selon la température des réservoirs

Les températures des réservoirs peuvent être mesurées directement au niveau des forages profonds. Cependant, elles peuvent également être estimées de manière indirecte grâce à l'analyse géochimique des fluides hydrothermaux échantillonnés en surface. En utilisant des éléments spécifiques comme géothermomètres, on arrive à déterminer les températures d'équilibre régnant au sein du réservoir géothermique grâce aux interactions eaux-roches (Gigenbach, 1991 ;

Nicholson, 1993 ; Arnórsson2000). La classification thermique des systèmes hydrothermaux contribue à la conception de la manière dont ces ressources peuvent être valorisées. En effet, plusieurs auteurs (Hockstein et Browne, 2000 ; Boden, 2016) distinguent trois types de systèmes hydrothermaux en fonction de la température des réservoirs :

- Les systèmes de basse énergie entre 10 et 60 °C.
- Les systèmes de moyenne énergie entre 60 et 150 °C.
- Les systèmes de haute énergie si la température est supérieure à 150 °C.

II-3-3- Classification selon la nature lithologique de réservoir

Les systèmes hydrothermaux peuvent être classés en fonction de la nature lithologique de leur réservoir, pouvant être de nature magmatique, sédimentaire ou métamorphique. Certains systèmes sont hybrides, combinant plusieurs types de roches encaissantes dans un seul réservoir. Les propriétés minéralogiques, pétrologiques, pétrophysiques et mécaniques de ces formations rocheuses, sont des paramètres clés dans la distribution de chaleur et la détermination de l'écoulement et de la dynamique des fluides en subsurface. En effet, lors de leurs circulations profondes, les fluides hydrothermaux réagissent avec les roches encaissantes qui constituent leur réservoir géothermique. Ces interactions jouent un rôle crucial dans la détermination de la composition géochimique finale des fluides qui émergent en surface.

II-3-4- Classification selon le type de fluide

La classification des systèmes hydrothermaux peut être réalisée en fonction de la phase fluide prédominante dans le réservoir géothermique, représentée par de l'eau en phase liquide ou vapeur. Dans la plupart des réservoirs, les deux phases coexistent en différentes proportions, même si les systèmes où la phase liquide domine sont les plus répandus. Ces systèmes peuvent avoir une enveloppe de vapeur exploitée dans la production de l'électricité, comme à Wairakai en Nouvelle-Zélande, alors que les systèmes qui ne déchargent que de la vapeur sont rares, tels que Larderello en Italie et les geysers de Yellowstone aux États-Unis (Boden, 2016).

III- La géothermie en Afrique

III-1- Introduction

En raison de l'augmentation du coût des ressources pétrolières, ainsi que les préoccupations relatives à la préservation de l'environnement, de nombreux pays se tournent vers les énergies renouvelables naturelles. L'utilisation de ces énergies en général et de l'énergie géothermique en

particulier, a permis aux pays de s'orienter vers l'indépendance énergétique et de réduire les importations d'énergie coûteuses. De plus, l'énergie géothermique est considérée comme propre, pratiquement inépuisable et ayant un impact environnemental beaucoup moins négatif que les énergies fossiles. Actuellement, la part de la géothermie dans la production mondiale en électricité représente 0,5 %.

Dans ce contexte, l'Afrique possède un vaste potentiel géothermique, comme l'illustrent les nombreuses manifestations de surface telles que les sources thermales, les geysers et les activités volcaniques récentes. Ces manifestations sont principalement concentrées dans la partie orientale du continent, le long du système de rift est-africain, ainsi que dans la partie septentrionale le long de la région méditerranéenne (Fig.3). Ainsi, les zones géothermiques actives d'Afrique ont un grand potentiel pour fournir des ressources énergétiques vitales au continent.

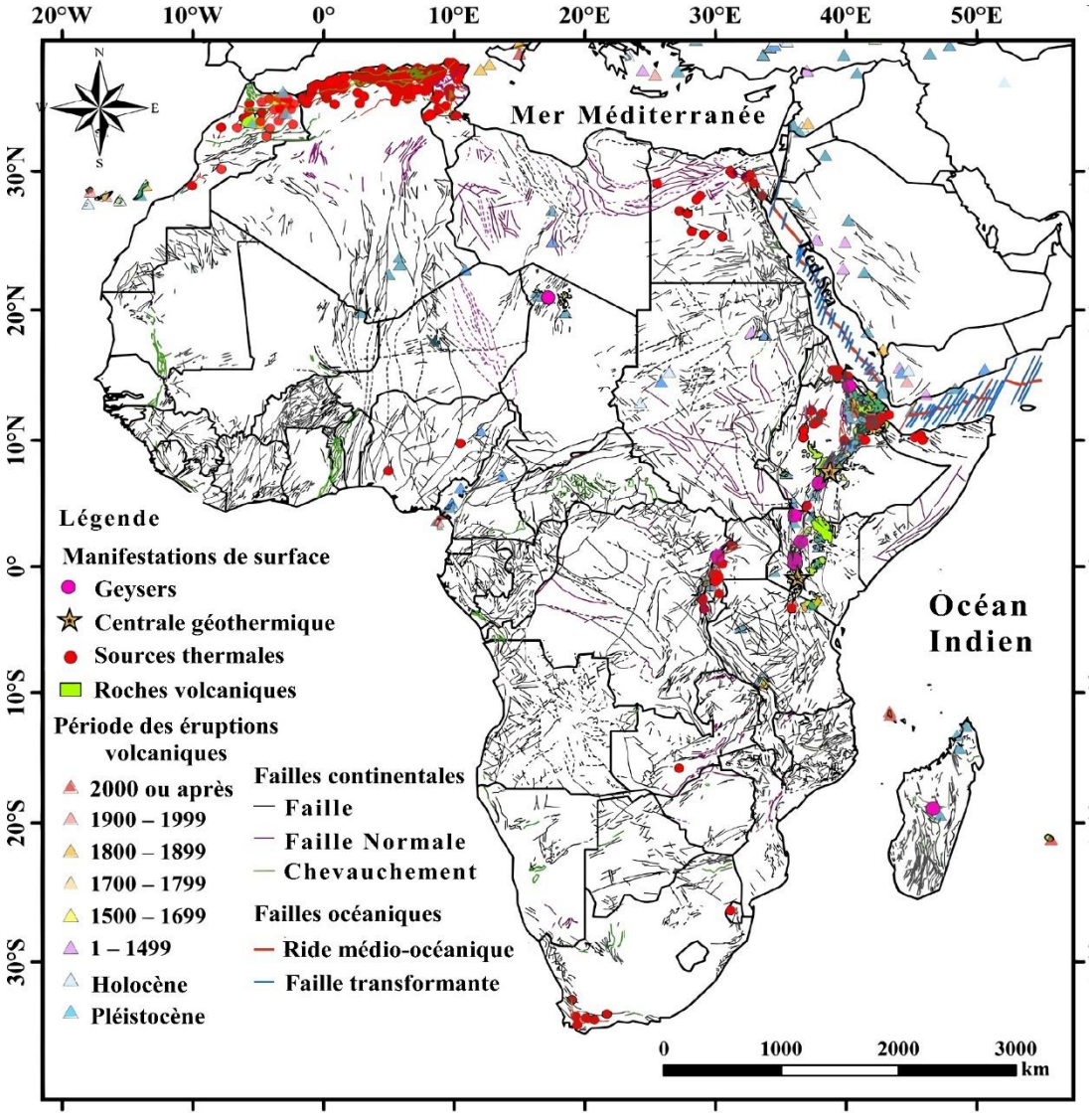

Figure 3 : Carte d'emplacement des principales occurrences géothermiques en Afrique et éléments structuraux du continent africain (carte géologique de l'Afrique à l'échelle 1:10 millions (Elbarbary et al 2022)

Dans la partie orientale de l'Afrique, le système du rift est-africain s'étendant du Mozambique à Djibouti crée des conditions très favorables à l'activité géothermique, avec un potentiel estimé à environ 15 GW (Elbarbary et al., 2022). Des pays comme le Kenya et l'Éthiopie exploitent déjà ce potentiel géothermique pour la production d'électricité, avec une capacité totale de 870 MW établie en 2020 (Fig.4) (Elbarbary et al, 2022; Huttrer 2020). En effet, Kenya est le leader africain et se classe parmi les dix premiers au niveau mondial en terme de centrales géothermiques opérationnelles, avec une production d'énergie géothermique représentant plus de 50 % de la production totale d'électricité du pays.

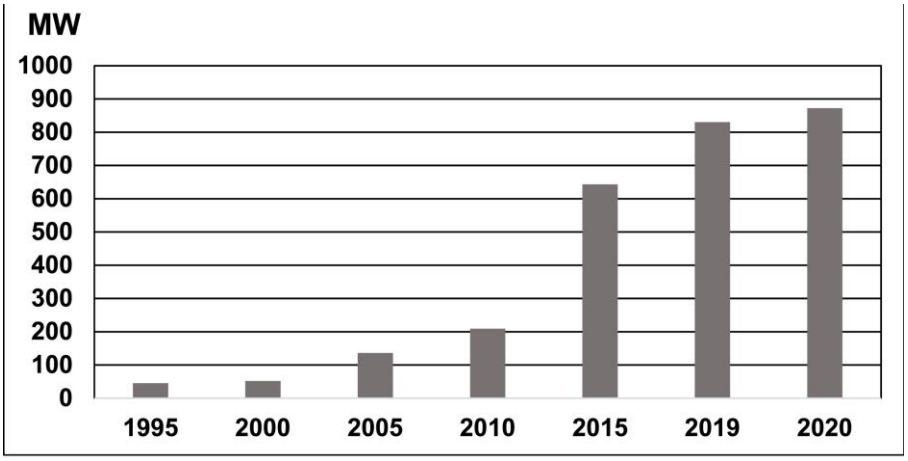

Figure 4 : Graphe présentant la capacité de production électrique en MW des centrales géothermiques installées sur le continent africain entre 1995 et 2020, au Kenya et en Éthiopie (Elbarbary et al, 2022; Huttrer 2020).

Dans la partie septentrionale de l'Afrique, notamment au Maroc, en Algérie et en Tunisie, situés le long de l'arc méditerranéen occidental, on observe également d'importantes manifestations géothermiques de surface. Ces régions sont caractérisées par une activité volcanique récente, ainsi que par la présence d'une intense activité hydrothermale sous forme de sources thermales et des geysers, comme par exemple Hammam Debagh en Algérie (Lahlou mimi et al., 1998 ; Saibi, 2009 ; Rimi 2000). Ces manifestations témoignent de la présence de systèmes hydrogéothermaux très développés dans ces pays en relation avec leurs contextes géologiques spécifiques (Fig.3). En effet, les systèmes hydrothermaux méditerranéens, en particulier les sources thermales, affichent un potentiel géothermique considérable, comparable à celui du système du rift est-africain. Ces ressources offrent de grandes opportunités pour le développement et la mise en place de projets de centrales géothermiques destinées à la production d'électricité à l'instar du Kenya et de l'Éthiopie.

III-2- L'hydrothermalisme au Maroc

III-2-1- Présentation

Le Maroc, pays de la rive SW de la méditerranée, bénéficie d'une position géostratégique privilégiée. En comptant plus d'une centaine de sources thermales qui sourdent avec des températures et des signatures géochimiques très variées (Cidu and Bahaj, 2000; Benmakhlouf 2001; Winckel, 2002 ; Tassi, et al. 2006 ; Lakhdar et al., 2006 et 2007; Berkaoui et al, 2014; Sabri et al. 2019), ce pays offre un potentiel géothermique important et très remarquable. Ces résurgences hydrothermales sont réparties sur l'ensemble des domaines géologiques du pays, avec une nette concentration dans sa partie septentrionale notamment dans le domaine rifain, le domaine mesetien et le domaine atlasique (Fig.5).

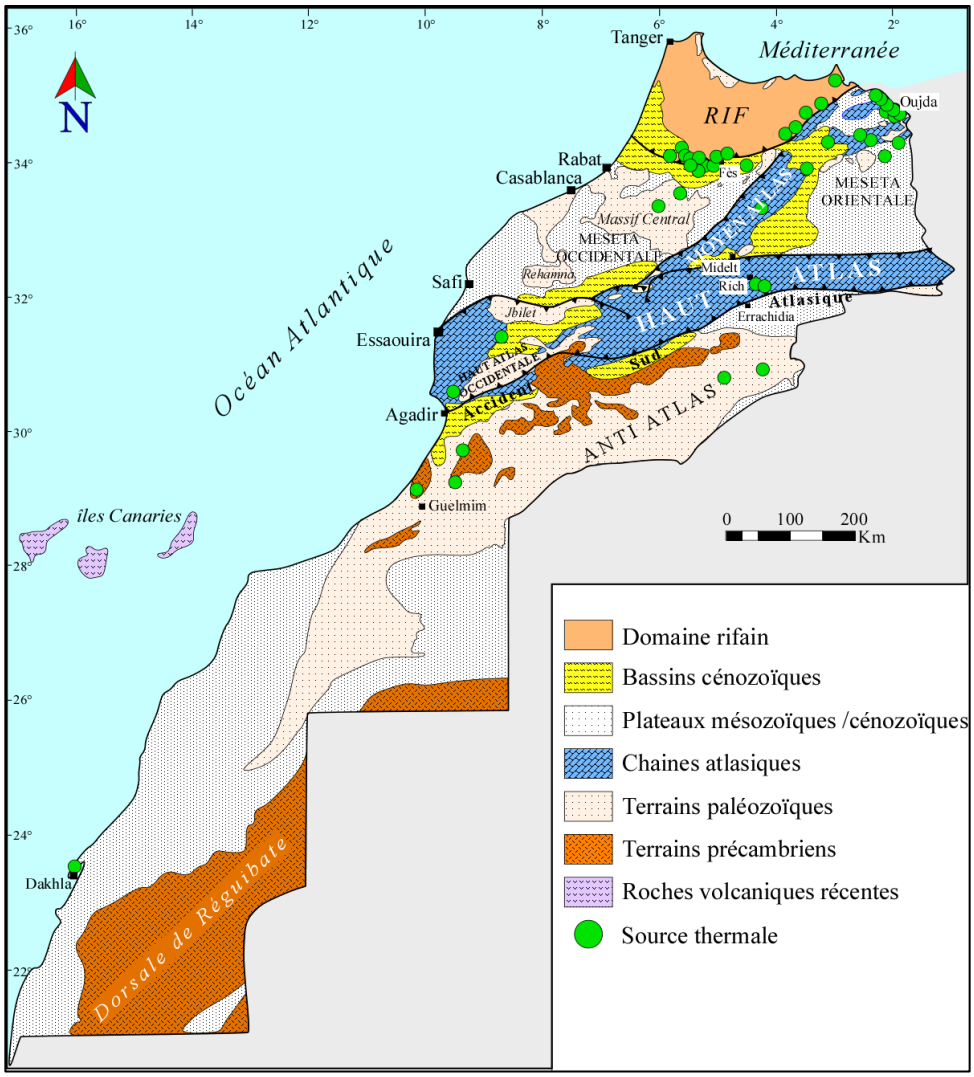

Figure 5: Carte géologique du Maroc montrant la distribution des sources thermominérales (Lahlou Mimi et al., 1999, Sabri 2019).

Ces différents domaines se distinguent également par la présence de plusieurs indices géothermiques de surface matérialisés par un volcanisme récent, une intense activité sismique et tectonique, ainsi qu'un fort flux de chaleur et un gradient géothermique dépassant respectivement,100 mW/m^2 et 35 °C/km (Zarhloule et al 2004 Rimi et al. 1998, Fig.5). L'une des manifestations élucidant ces caractéristiques géothermales est observée dans un forage minier artésien de Kariat Arekman située dans la région de Nador, où la température dépasse les 90 °C à une profondeur de 500 mètres (Rimi et al., 2012). Malheureusement, ce forage n'a pas été inclus dans ce travail en raison de son abandon et sa fermeture, ainsi que le manque de données suffisantes à exploitabler pour une étude exhaustive.

Ces indices géothermaux de surface témoignent de manière claire et évidente de la présence d'une anomalie hydrogéothermique très prononcée et accessible au niveau de ces régions, et donc

peuvent être exploitables, à la fois pour l'activité thermo-ludique, thérapeutique, ainsi que pour des fins géothermiques.

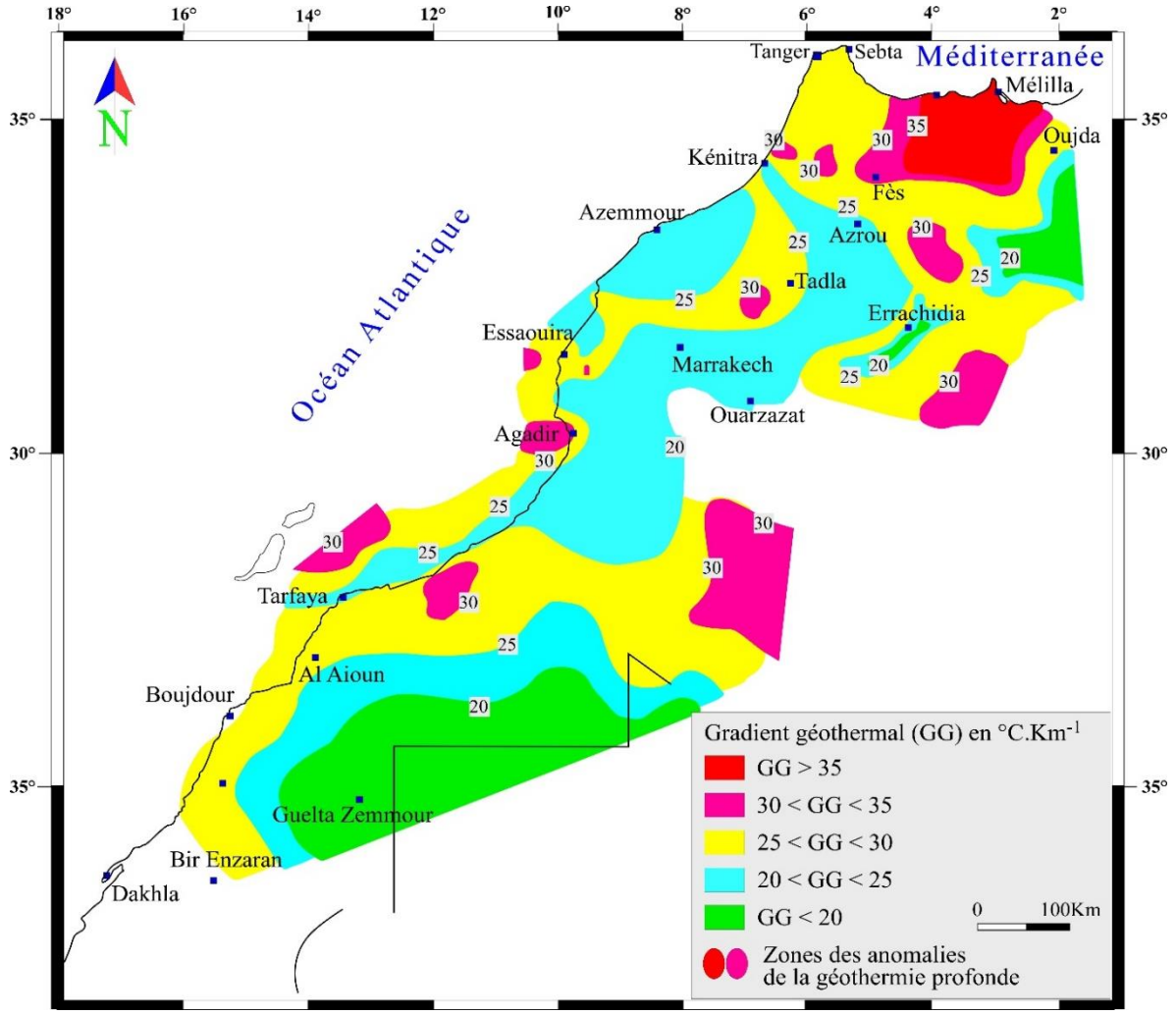

Figure 6: Carte de répartition du gradient géothermique au Maroc (Zarhloule, 2004).

Au Maroc, l'exploitation des sources hydrothermales est actuellement limitée à des utilisations thermales locales sans arriver à faire l'objet d'une exploitation énergétique qui constitue l'une de leur importante caractéristique. Dans les meilleurs cas, l'utilisation de ces sources est limitée généralement à l'alimentation des établissements de soins qui mettent en avant leurs vertus thérapeutiques, tels que les sources thermales de Moulay Yacoub et Ain Allah dans la région de Fès et Fezouane et Benkachour à Oujda. De plus, certaines de ces sources sont également embouteillées à des fins de consommation, comme c'est le cas de la source thermale gazeuse d'Oulmès dans la région d'El khémissat et la source de Sidi Hrazem dans la région de Fès. Cependant, l'utilisation des eaux thermo-minérales de ces sources peut s'étendre à d'autres domaines, notamment l'agriculture, l'aquaculture, l'industrie, ainsi que le tourisme (écotourisme et géotourisme). Par ailleurs, grâce à l'évolution technologique, ces sources hydrothermales

peuvent être exploitées comme sources d'énergie pour le chauffage des bâtiments, ou bien pour la production d'électricité dans certain cas. De plus, les eaux thermo-minérales renferment des minéraux et des substances stratégiques, tels que le lithium, l'hydrogène et les terres rares qui pourraient être extraits et valorisés, offrant ainsi de nouvelles opportunités économiques et industrielles.

Les systèmes hydrothermaux marocains, en particulier les sources thermales, constituent une importante richesse nationale sous-exploitée, malgré qu'ils peuvent contribuer considérablement au développement durable, énergétique et socioéconomique du pays. Cependant, il est important de souligner que les investissements scientifiques et économiques dans ce domaine sont encore peu développés et insuffisants pour une exploration et une exploitation optimale de ces ressources.

Dans cette optique, la mise en valeur de ces ressources hydrothermales nécessite au préalable une bonne connaissance de leurs caractéristiques géologiques, structurales, géochimiques et géothermométriques, par des études pluridisciplinaires très avancées. Ces connaissances permettraient une meilleure gestion des potentialités économiques de chaque région thermale et favoriseraient une contribution adéquate du thermalisme dans son développement durable, tout en respectant les environnements écologiques et socioculturels couplés à la croissance de la performance socio-économique.

III-2-2- Historique des travaux

Au Maroc, et depuis 1962, l'intérêt pour la recherche géothermique en générale et l'hydrothermalisme en particulier, a connu une croissance importante, motivée à la fois par la présence de nombreuses sources thermales, ainsi que d'autres indices géothermaux de surface dans certaines régions, et par les faibles réserves en énergies fossiles dans le pays. Les spécialistes ont consacré des efforts considérables à la réalisation des études et des recherches à la fois académiques et économiques, dans le but de développer et d'évaluer le potentiel géothermique du pays. En effet, les potentialités des systèmes hydrogéothermiques du Maroc ont été évaluées par le biais de diverses méthodes, notamment la géologie, la géochimie, l'isotopie et la géothermie de surface et de subsurface. Les travaux antérieurs consacrés à l'étude et à l'inventaire des sites hydrogéothermiques au Maroc peuvent être résumés de la manière suivante :

- Monition (1962) dans un rapport inédit, a réalisé une étude sur les températures et profondeurs des eaux souterraines marocaines.
- Cabaret (1965) a consacré sa thèse à l'étude des ressources hydrominérales du Maroc.

- Combe (1968) a fourni dans un rapport inédit un aperçu sur les ressources thermominérales du Maroc, en se basant sur les analyses chimiques de certaines sources thermales.
- Hilali (1968) a fourni quelques renseignements sur les sources thermales de la région de Nador.
- Alsac et al (1969) du BRGM se sont intéressés à l'étude géothermique du Maroc oriental, mais les résultats obtenus n'ont pas permis de déceler de conditions favorables à l'existence d'un gisement géothermique dans cette région.
- Cornet et al (1974) du B.R.G.M ont effectué une étude géothermique détaillée sur les manifestations hydrothermales du Rif, constatant que les résurgences thermales dans les régions pré-rifaines et rifaines, sont plus attachées à l'accident de Nékor qu'au volcanisme.
- Les études entreprises par Dahmani et Mouatassim (1981) du BRGM, ont abouti à une classification des sources thermales au Maroc en six classes distinctes selon les régions structurales.
- Bahi et al., (1983) ont mis en évidence la présence d'un linéament géothermique au Maroc, correspondant à un couloir thermique situé dans le Sillon sud rifain et le Rif oriental.
- Entre 1987 et 2012, Rimi a réalisé plusieurs travaux visant à calculer le flux de chaleur et à en déterminer l'origine, ainsi qu'à évaluer le gradient géothermique du Maroc. Ces études ont été basées sur des mesures de températures effectuées à la fois en surface, sur les sources thermales, et en subsurface à de grandes profondeurs dans les forages pétroliers.
- Entre 1991 et 1994, Lahrach, Ben Aabidate, ont étudié respectivement les potentialités géothermiques du Maroc oriental et occidental.
- Entre 1994 et 2010, Zarhloule a réalisé plusieurs travaux visant à étudier les potentialités géothermiques du Maroc en utilisant une approche combinant les températures des réservoirs profonds mesurées directement dans les forages pétroliers ou calculées à l'aide de différents géothermomètres chimiques, ainsi que les indices géothermiques de surface. Les résultats de ces études ont permis d'établir une carte détaillant les variations du gradient géothermique du Maroc.
- Lahlou Mimi et al. (1999) a tenté de situer le thermalisme à l'échelle globale, en se concentrant sur la région méditerranéenne, à travers l'analyse de quelques sources thermales au Maroc, en Algérie et en Tunisie, en relation avec leur contexte géodynamique.
- Cidu et Bahaj (2000) ont réalisé une étude des sources thermales dans le Nord du Maroc en appliquant une approche géochimique et isotopique.

- El Morabiti (2000) a réalisé une étude géologique et hydrochimique des sources thermales du Maroc septentrional.
- BenMakhlouf (2001) a essayé dans sa thèse d'établir une relation entre la tectonique et le thermalisme des sources thermales dans le Maroc septentrional.
- Winckel (2002) a tenté d'établir une classification des eaux thermales du Maroc en utilisant une approche isotopique visant à déterminer l'origine, l'altitude de recharge et l'âge des eaux.
- Tassi et al. (2006) ont réalisé une étude sur la géochimie des fluides et des gaz dissous associés aux sources thermales du Maroc. Leur recherche mettait également en évidence les relations potentielles sur le plan tectonique, dans le but de mieux comprendre les processus physico-chimiques se produisant en profondeur.
- Lakhdar et al. (2006, 2007) ont mené une étude pluridisciplinaire sur la source thermale de Moulay Yaacoub, en combinant des approches géochimiques, isotopiques et géologiques d'ordre structural. L'objectif de leur étude était d'établir un modèle hydrogéothermique adéquat de la région.
- Entre 2013 et 2016, Barkaoui a réalisé une étude visant à évaluer le potentiel géothermique du Maroc en combinant différentes approches. Cette étude a utilisé des données sur le gradient géothermique, le flux de chaleur, l'hydrochimie, la température des réservoirs et les systèmes d'information géographique (SIG) pour identifier les zones les plus prometteuses en termes de potentiel géothermique.
- Chiozzi et al. (2017) ont mené une étude visant à réviser les données thermiques des forages pétrolifères profonds dans le secteur nord de la région du Moyen Atlas. Les résultats ont révélé que la valeur du flux de chaleur dans la région pourrait atteindre environ 80 mWm^{-2}. Les calculs géothermiques ont indiqué que ce flux de chaleur en surface est compatible avec une épaisseur de lithosphère thermique d'environ 70 km et des conditions thermiques normales dans le manteau asthénosphérique.
- Jilali et al. (2018) ont réalisé une étude hydrochimique sur quelques sources thermales de la région orientale du Maroc, visant à estimer les températures des réservoirs géothermiques en utilisant des méthodes géothermométriques basées sur la composition chimique de l'eau.
- Bouchaou et al. 2018 ont réalisé une étude géochimique et isotopique sur quelques sources thermales du Maroc, visant à déterminer l'origine des eaux et des éléments dissouts ainsi qu'à reconstituer les différentes interactions eaux-roches se produisant durant la circulation

des eaux dans les réservoirs en profondeur. Cette étude a révélé que certaines eaux thermales marocaines sont caractérisées par une salinité élevée et par une radioactivité supérieure aux normes internationales de l'eau potable, ce qui limite leur utilisation à des fins agricoles et domestiques.

- Sabri et al., 2019 ont réalisé une étude pluridisciplinaire incluant la géologie structurale, la géochimie et les isotopes des sources thermales du front de cisaillement sud rifain et du domaine meseto-atlasique. Cette étude vise à contraindre le modèle conceptuel hydrogéothermal des eaux thermales dans ces régions. Elle permet de définir les zones de recharge et de comprendre le mode de l'infiltration et de la circulation de ces eaux chaudes en profondeur par le biais des accidents majeurs parcourant les différents domaines structuraux marocains.
- Ouzzaouit et al., 2023 ont utilisé une approche d'apprentissage automatique et l'intelligence artificielle appliquée pour élaborer une nouvelle carte des flux géothermiques qui indique les zones prometteuses en termes de sources d'énergie géothermiques au Nord du Maroc.

Les différentes approches adoptées et les résultats obtenus par ces recherches ont considérablement enrichi la base de données nationales sur les caractéristiques des systèmes hydrogéothermaux du Maroc. Ces études ont abouti à renforcer la compréhension et l'intérêt du pays en termes de ressources hydrothermales. Par ailleurs, ces recherches ont ouvert la voie à de nouvelles perspectives d'études et d'exploitation dans le domaine de la géothermie, offrant ainsi des opportunités pour l'avenir économique et énergétique du pays.

Cependant, malgré ces avancées scientifiques, il est important de souligner que des lacunes subsistent et que les connaissances dans le domaine hydrogéothermique, en particulier celles de l'hydrothermalisme et des sources thermo-minérales, sont encore insuffisantes. En effet, une attention particulière doit être consacrée à ce sujet car beaucoup de choses restent encore à découvrir et à explorer pour une meilleure compréhension de ces systèmes hydrothermaux. Les lacunes héritées des travaux antérieurs peuvent être attribuées tout d'abord, à un manque de données géologiques, structurales, géophysiques, géochimiques, minéralogiques et isotopiques des eaux et des roches hôtes, ainsi qu'à une rareté des données des forages profonds. De plus, l'accessibilité à certains systèmes hydrothermaux s'avère difficile en raison de leurs situations géographiques isolées, ce qui rend les études et les explorations plus complexes et couteuses.

IV- Problématiques et objectifs

Les sources thermo-minérales du Maroc présentent une large gamme de températures allant de 25°C à 57°C, et affichent également une grande diversité en termes de compostions géochimiques, y compris certaines sources gazeuses. Ces résurgences hydrothermales sont réparties sur l'ensemble des domaines géologiques et structuraux du pays, avec une concentration très remarquable dans la partie septentrionale, notamment dans les domaines rifain, mesetien et atlasique.

La répartition géographique de ces sources thermales, ainsi que celle d'autres indices géothermiques de surface tel que le volcanisme récent, suivent des orientations bien définies, correspondant aux grandes structures géologiques et tectoniques du Maroc. Cette observation suggère que ces anomalies hydrothermales sont étroitement liées aux structures tectoniques qui correspondent aux accidents profonds et actifs, et qui constituent probablement des conduits d'infiltration et de circulation privilégiés pour les eaux thermales favorisant ainsi le transfert de chaleur profonde vers la surface (Tassi et al., 2006 ; Lakhdar et al., 2007 ; Sabri et al., 2019).

La diversité et la complexité du contexte géologique et lithologique des différents domaines structuraux du Maroc ont une influence évidente sur les caractéristiques géochimiques, isotopiques et minéralogiques des eaux thermo-minérales. Cette influence est en relation avec les différents processus d'interaction entre les eaux et les roches rencontrées lors de leur circulation souterraine et leur transfert vers la surface. Par conséquence, la diversité des caractéristiques géochimiques des eaux thermales marocaines serait donc étroitement liée au contexte géologique local spécifique à chaque système hydrothermal (Tassi et al., 2006 ; Sabri et al., 2019). En effet, les relations spatiales étroites entre l'activité tectonique, et les systèmes hydrothermaux actifs font de la zone septentrionale du Maroc, au niveau des domaines rifain et meseto-atlasique, un laboratoire naturel exceptionnel pour le développement d'une nouvelle approche multidisciplinaire utilisée pour l'exploration hydrogéothermique à l'échelle globale. Cette approche, basée sur des méthodes scientifiques classiques et récentes, faisant intervenir l'appui géologique, structural, hydrogéologique, géochimique, isotopique, géothermométrique, ainsi qu'une étude focalisée sur les propriétés des gaz des fluides, permettrait d'approfondir notre compréhension de ces systèmes hydrothermaux bien développés dans cette région.
Une meilleure connaissance du contexte géologique et tectonique des sources thermales marocaines est donc requise afin de mettre en évidence leurs signatures géochimiques et isotopiques. Ceci permettra de mieux cerner les interactions eaux-roches, d'identifier l'origine

de ces eaux, la nature des réservoirs et de comprendre le rôle que jouent ces accidents dans le mode de fonctionnement hydrodynamique souterrain et le transfert de masse pendant la circulation des eaux souterraines. Ces connaissances contribueront à l'établissement des relations pouvant exister entre ces eaux et les différentes structures géologiques auxquelles sont associées. Une telle approche multidisciplinaire aboutirait à l'élaboration d'un modèle conceptuel adéquat expliquant le mode de fonctionnement de ces systèmes hydro-géothermiques, contribuant ainsi à la valorisation de ces ressources énergétiques dont le but opterait pour une meilleure exploration et exploitation qui favoriserait le développement durable et socio-économique des régions ciblées.

Le Maroc, avec son contexte géologique et géodynamique spécifique, offre donc un cadre propice à l'étude et à la compréhension du fonctionnement des systèmes hydrothermaux. Dans cette optique, ce travail s'intéresse à l'étude des sources thermo-minérales septentrionales marocaines se répartissant en deux zones bien distinctes selon leurs positions sur les grandes structures géologiques et tectoniques du Maroc :

- Les sources thermo-minérales gazeuses qui émergent suivant une structure majeure de direction NE-SW, matérialisée par l'accident majeur de Mlilia-Midar-Smaala-Oulmès (MFSO), traversant les différents domaines structuraux marocains depuis le Rif oriental au Nord jusqu'au domaine mesetien au sud en passant par le Mesorif et le Prérif. Parmi ces sources thermales, huit gazeuses ont été sélectionnées pour faire l'objet de cette étude (Ain Hammam, Hadou Ou Amar, Chaabi, Ain Chifa, Ain Hamra, Hajra Safra, My Yacoub et Oulmès). L'objectif de ce travail est de mettre en évidence pour la premier fois l'importance géodynamique de cette structure majeure et son influence sur la structuration géologique et structurale du Maroc nord-oriental, ainsi que l'évaluation du potentiel hydrogéothermique le long de cette structure.
- Le nombre considérable de sources thermales également associées aux structures tectoniques majeures du Moyen Atlas. Ces structures correspondent aux accidents ANMA, ACMA et ASMA qui sont orientés NE-SW, se prolongeant vers le nord en passant par le bassin de Guercif et les hauts plateaux. Dans ce travail, huit sources ont été sélectionnées le long des structures du Moyen Atlas (Issouka, Tibkhbakhin, Bourached, Goutitir, Fezouan, Ben Kachour, Sidi Yahya et Ain Kiss).

Chapitre II : Méthodologie

I- La Méthodologie du travail

I-1- Introduction

Afin de réaliser une étude complète des sources thermales de la partie septentrionale du Maroc, une nouvelle approche multidisciplinaire a été adoptée combinant la géologie, l'étude structurale, la géochimie isotopique des eaux ainsi que leur gaz et enfin l'étude de toutes les caractéristiques des roches hôtes pour chaque système hydrothermal ciblé.

La raison du choix des sources thermales naturelles sans toucher aux forages, réside dans le fait que ces sources naturelles offrent un aperçu plus complet et plus précis sur le mode de fonctionnement des systèmes hydrothermaux. En effet, les sources naturelles sont soumises à des mécanismes complexes influencés par la lithologie, la tectonique, la géochimie, l'hydrologie. De plus, les sources naturelles sont souvent considérées comme des indicateurs plus fiables de la présence d'une source géothermique, reflétant l'état naturel de la présence d'un ou plusieurs réservoirs hydrothermaux. En revanche, les forages ne peuvent fournir que des informations limitées ne permettant pas de comprendre l'ensemble des processus naturels contrôlant le mode de mise en place des systèmes hydrothermaux naturels.

Afin d'atteindre les principaux objectifs de ce travail, les démarches suivantes ont été adoptées:

I-2- Etude bibliographique

Une étude bibliographique multidisciplinaire a été menée pour rassembler les données disponibles sur les sites hydrothermaux étudiés, y compris les aspects géologiques, hydrogéochimiques, géophysiques et structuraux des zones d'étude. Dans l'objectif d'une vision plus globale, une comparaison sera établie avec d'autres systèmes hydrothermaux mis en place dans différents contextes géologiques à travers le monde.

I-3- Travaux de terrain

I-3-1- Détermination des structures tectoniques

Plusieurs compagnes de terrains ont été réalisées systématiquement entre 2019 et 2023 au niveau de chaque source thermale étudiée. Les données récoltées ont permis de réaliser des cartes géologiques et structurales simplifiées des zones hôtes des sources thermales ciblées ainsi que des coupes et des logs géologiques synthétiques détaillés de chaque région hôte de la source thermale. Ces travaux permettront d'identifier et mieux cerner la nature lithologique et géologique de ces régions concernées afin de mieux comprendre les interactions eaux/roches

survenues lors de la circulation des eaux thermales dans les réservoirs profonds et au cours de leurs transferts vers la surface.

La cartographie géologique et les données structurales seront abordées par une analyse et une interprétation des images satellitaires (Google Earth et Bing), accompagnées par les Modèles Numériques de Terrain (MNT). Cette étape est nécessaire pour une vision globale et locale des zones d'étude, permettant d'explorer et caractériser la distribution des formations géologiques, la géomorphologie de terrains ainsi que l'architecture, la géométrie et le taux du décalage des discontinuités tectoniques. Cette approche permet d'orienter et de faciliter par la suite la détection des endroits clés favorables à la réalisation des mesures tectoniques et microtectoniques in situ.

Dans un deuxième temps, des campagnes de terrains ont été menées dans le but de vérifier et de confirmer les observations établies sur les images satellitaires afin de compléter et d'améliorer les cartes géologiques et structurales réalisées. Ainsi, des campagnes de mesures tectoniques et microtectoniques des différentes structures (failles, diaclases, fentes, chevauchements, schistosités, plis, etc.…), ont été effectuées au voisinage des sources concernées, afin d'établir une chronologie relative des contraintes ayant affectées toute la série stratigraphique des zones d'étude. Ces opérations permettraient d'établir les relations probables entre les différentes structures tectoniques, dans l'objectif de déterminer leur influence sur le mode de mise en place des résurgences thermo-minérales.

Par ailleurs, le tri, le traitement et l'analyse informatique des différentes données et mesures tectoniques récoltées sur le terrain ont été élaborés grâce au logiciel SG2PS (STRUCTURAL GEOLOGY TO POST SCRIPT CONVERTER) développé par Sasvári and Baharev, 2014.

I-3-2- Stratégie d'échantillonnage

Les campagnes d'échantillonnage réalisées systématiquement entre 2019 et 2023 au niveau de chaque système hydrothermal étudié, ont permis de prélever des échantillons des eaux thermales émergeant dans les différents domaines géologiques du Maroc septentrional, notamment le domaine rifain, atlasique et mesetien. Cette approche a permis d'obtenir une distribution homogène et plus représentative des échantillons. L'échantillonnage des eaux de chacune des sources thermales étudiées a été effectué selon une méthodologie rigoureuse visant à garantir la fiabilité et la qualité des données collectées, en adoptant les étapes suivantes :

- La première étape consiste à déterminer la géolocalisation de chaque point d'échantillonnage, le domaine géologique de la source thermale en question, son débit in

situ ainsi que le type et la nature d'aquifère. Ces informations, d'importance cruciale, serviront à comprendre le cadre hydrologique et géologique des sources thermales étudiées.

- La deuxième étape consiste à mesurer in situ des paramètres physicochimiques tels que la température, le pH, la conductivité électrique, la salinité, la TDS, l'oxygène dissous et le potentiel redox. Au total, onze paramètres ont été mesurés in situ pour chaque source, grâce à l'appareil multiparamétrique (HANNA HI98194 Multi-paramètre).
- La troisième étape consiste à prélever les échantillons des eaux thermales au niveau de chaque source. Ces échantillons ont été collectés dans des bouteilles en polyéthylène et en verre préalablement rincées au moins trois fois avec l'eau de la source avant d'être remplies, afin de limiter le maximum de contamination. Par ailleurs, les prélèvements ont été réalisés au fond des bassins de chaque source à une profondeur d'environ 20 cm sous la surface de l'eau, en évitant de toucher le fond ou les parois de la source. Les bouteilles utilisées ont été fermées hermétiquement en prenant le soin de ne laisser aucune bulle d'air. Ces opérations permettraient d'éviter toute modification de la composition chimique des eaux par les processus secondaires se produisant à proximité de la surface (dégagements gazeux, précipitation des oxydes…). Les principaux matériaux utilisés pour effectuer les prélèvements de chaque échantillon sont les suivants :
  - ❖ Un flacon polyéthylène de 500 ml d'eau permettant le dosage des anions.
  - ❖ Un flacon polyéthylène de 100 ml d'eau, destiné pour le dosage des cations et des métaux. L'échantillon est filtré sur une membrane de 0.45 μm et acidifié avec 2 ml de HNO3 ultra pur.
  - ❖ Un flacon de verre brun de 125 ml pour le dosage des isotopes stables de l'oxygène (O) et du deutérium (H).
  - ❖ Un flacon polyéthylène de 125 ml pour le dosage des isotopes stables de carbone ($^{13}C/^{12}C$), contenant auparavant 50 ml d'une solution saturée de $Ba(OH)_2$ pour maintenir le pH de l'eau au-dessus de 8,3.
  - ❖ Deux flacons en verre de 100 ml fermés hermétiquement à l'aide d'une pince spéciale, pour le dosage des isotopes des gaz dissous,
- Finalement, les échantillons ont été étiquetés avec les informations de géolocalisation et la date d'échantillonnage. Après être stockés dans un conteneur isotherme à une température inférieure à 5°C pour éviter les contaminations, ces échantillons ont été transportés vers les laboratoires d'analyses.

I-4- Travaux de laboratoire

Après leurs prélèvements, les échantillons ont été envoyés à quarte laboratoires différents selon le type d'analyse chimique souhaitée.

- Les analyses des anions ont été effectués par potentiométrie et chromatographie ionique au « Laboratório de Analises do IST-Portugal », avec une précision de 0.1 mg/L.
- Les analyses chimiques des cations, des métaux, des éléments traces et des terres rares ont été effectuées aux laboratoires Actlabs (Canada), en utilisant diverses techniques telles que l'ICP-MS et ICP-OES. Les incertitudes analytiques sur les mesures sont de l'ordre de 0,001 pour les terres rares et oscillent entre 0,001 et 10 ug/L pour les éléments traces et les cations.
- La composition isotopique de l'hydrogène (^{2}H) et de l'oxygène (^{18}O) des eaux a été déterminée au laboratoire du C2TN/IST à Lisbonne (Portugal), grâce à l'analyse spectroscopique par laser réalisée par l'appareil de type « LGR-24d de Los Gatos Research ». Cette technique a permis de déterminer les signatures isotopiques en $\delta^{2}H$ et $\delta^{18}O$ (par rapport à la norme internationale V-SMOW), avec une précision de ±1‰ pour $\delta^{2}H$ et ±0,1‰ pour $\delta^{18}O$.
- Les concentrations en gaz dissous (CO_2, He, H_2, O_2, N_2, CO et CH_4) ont été déterminées dans les laboratoires de « l'Istituto Nazionale di Geofísica e Vulcanologia (Palerme, Italie) », selon les méthodes décrites par Capasso et Inguaggiato (1998), Inguaggiato et al. (2005), Inguaggiato et Rizzo (2004).

La validation des analyses effectuées a été obtenue par le test de balance ionique, dont la gamme des résultats pour l'ensemble des analyses des eaux thermales échantillonnées, est comprise entre -5% et 5%. Les résultats obtenus, ont également été comparés avec ceux des études antérieures pour confirmer leur cohérence.

I-5- Traitement et évaluation des résultats

Les données ont été traitées à l'aide d'outils informatiques tels que ArcGIS, Global Mapper, Google Earth Pro et CANVAS 16 pour la cartographie géologique et le programme SG2PS pour la réalisation et le traitement des stéréogrammes des différentes données tectoniques récoltées sur le terrain. Les logiciels de traitement des données géochimiques tels que « The Geochemist's Workbench », « AquaChem » et « PHREEQC » ont été utilisés pour la réalisation de certains diagrammes appropriés et pour effectuer des modélisations géochimiques avancées dans le but d'identifier les différents processus géochimiques qui se seraient produits au sein des eaux

thermales étudiées. Dans ce contexte, les minéraux sélectionnés dans cette étude sont basés sur la nature lithologique des roches hôtes présentes dans les régions ciblées.

Le programme informatique SolGeo (Verma et al. 2008) a été utilisé pour calculer automatiquement les températures des réservoirs géothermiques. De plus, le diagramme triangulaire Na-K-Mg (Giggenbach 1988) a également été utilisé pour évaluer les températures à laquelle les eaux thermales atteignent l'équilibre thermodynamique avec les phases solides composées de ces éléments.

Pour déterminer les affinités des eaux thermales avec leurs lithologies encaissantes, nous avons utilisé la méthode IIRG (International Institute for Geothermal Research) développée par D'Amore et al. (1983). Cette méthode classique est basée sur six paramètres différents (A, B, C, D, E, et F) calculés à partir des rapports de concentration en éléments majeurs (Na+, K+, Ca2+, Mg2+, Cl-, SO42- et HCO3-), somme des cations (Σcat) et des anions (Σan), exprimés en mEq.L-1. Pour calculer les paramètres (A à F), les équations suivantes ont été utilisées :

A= 100*[HCO_3^-- SO_4^-]/Σ Anions **B**=100*[(SO_4^-/Σan)-(Na^+/Σcat)]

C=100*[(Na^+/Σcat)-(Cl^-/ Σan)] **D**=100*(Na^+-Mg^{2+})/ Σcat

E=100*[(Ca^{2+}+Mg^{2+})/Σcat)-(HCO3-/Σan)] **F**=100*[(Ca^{2+}-Na^+-K^+)/Σcat]

Les valeurs obtenues à partir des six paramètres seront comparées aux diagrammes de référence (α, β, γ et δ) et leur dérivé (1, 2, 3 et 4) (Fig.7), qui peuvent être utiles pour indiquer la nature lithologique des réservoirs profonds.

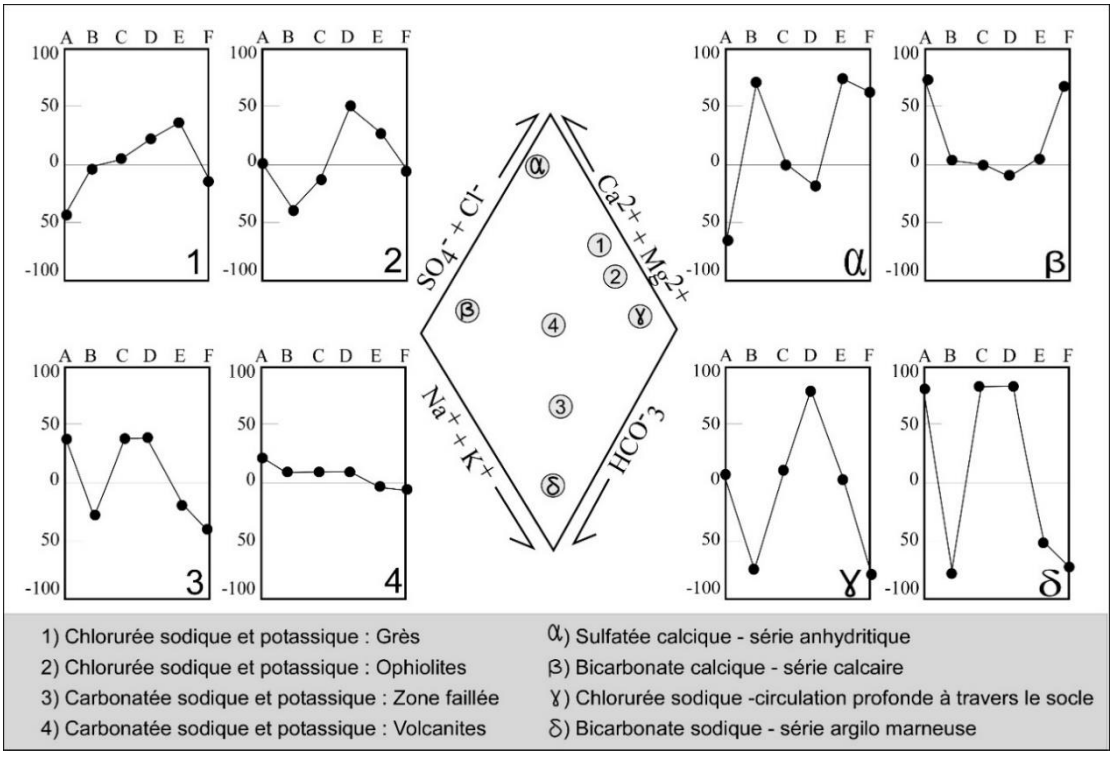

Figure 7: Représentation graphique des diagrammes de référence élaborés par D'Amore et al., (1983).

Les résultats des données géologiques, structurales, géochimiques et isotopiques ont été combinés, évalués et interprétés pour atteindre les objectifs suivants :

- Déterminer l'influence des différentes structures tectoniques affectant ces régions sur les systèmes hydrothermaux ;
- Identifier la nature lithologique des zones d'émergence ;
- Identifier le faciès hydrogéochimique des eaux ;
- Identifier l'origine des substances dissoutes dans ces fluides ;
- Déterminer les sources des fluides géothermiques ;
- Déterminer l'origine des gaz dissous ;
- Caractériser les processus souterrains possibles tels que le mélange ou la contamination par les eaux de surface;
- Estimer les altitudes et les zones de recharge probables des eaux thermales étudiées ;
- Évaluer les interactions eaux-roches-gaz ;
- Déterminer la nature géologique des réservoirs profonds grâce à la méthode de modélisation géochimique;
- Estimer les températures et les profondeurs probables des réservoirs hydrothermaux par l'application des différentes méthodes géothermométriques ;
- Évaluer le temps de résidence des fluides hydrothermaux.

La combinaison, le traitement et l'interprétation de l'ensemble des résultats obtenus permettrait l'élaboration d'un modèle conceptuel expliquant le mode de fonctionnement de ces systèmes hydrothermaux. Ce modèle élaboré contribuerait à la valorisation des sources étudiées dans le but d'une meilleure exploitation qui favoriserait le développement durable et économique des régions ciblées.

Chapitre III : Les sources thermo-minérales associées à l'accident majeur de Mellilia-Fès-Smaala-Oulmès (MFSO)

I- Introduction

Au Maroc, les sources thermales sourdent au niveau des différents domaines structuraux (Rifain, Meseto-atlasique et Atlasique) avec une nette concentration au niveau de sa partie septentrionale dotée d'un potentiel géothermique très remarquable (Lakhdar et al., 2006 ; Berekaoui et al. 2014, Tassi et al., 2006 ; Rimi et al., 2012 ; Sabri et al. 2019 ; Jeddi et al., 2023 ; Ntarmouchant et al., 2024). Parmi ces sources thermales, huit gazeuses [Chaabi (CHA), Ain Hammam (AHM), Hadou Ou Amar (HOA), Ain Chifa (ACH), Ain Hamra (HMR), Hajra Safra (HJS), My Yacoub (MYB) et Oulmès (OUL)] (Fig.8 et Tableau.1), alignées suivant une direction NE-SW ont été choisies dans cette étude. Cette direction correspond au linéament majeur de Mellilia- Fès- Smâala-Oulmès qui s'étend depuis la zone nord orientale du domaine rifain jusqu'à la partie nord de la Meseta occidentale (Massif Hercynien Central marocain : MHCM), tout en recoupant les structures du Rif oriental, du Prérif et du Massif Hercynien Central marocain (MHCM) (Fig.8).

A l'exception de celle d'Oulmès qui sourde au sein du socle cristallophyllien paléozoïque mesetien, les autres sources chaudes et gazeuses jaillissent au sein des formations mésozoïques et tertiaires dont la disposition est rendue complexe par la tectonique alpine. Ainsi, celles de Chaabi (CHA), de Ain Hammam (AHM) et de Ait Haddou Ou Amar (HOA) sourdent au nord du Rif oriental, celles de ACH, HMR et HJS jaillissent au centre du Mésorif, alors que celle de MYB sourde plus au sud dans le Prérif (Tableau 1).

La connaissance des contextes géologiques des sources thermales qui sourdent dans les domaines du Rif oriental, du front de cisaillement sud Rifain (FCSR) et du Maroc central, s'impose pour mieux définir les différents faciès lithographiques hôtes de ces sources.

Tableau 1: Coordonnées et domaines géologiques des sources associées à l'accident majeur MFSO

Nom	Code	Province	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Domaine géologique
Ain Hammam	AHM	Nador	701360	509785	52	Rif Oriental
Haddou Ou Amar	HOA	Nador	710134	507264	89	Rif Oriental
Chaabi	CHA	Kebdani	686057	511340	3	Rif Oriental
Ain Chifa	ACH	Midar	63515	479328	454	Rif Oriental
Ain Hamra	HMR	Aknoul	633389	460619	1185	Rif Oriental
Hajra Safra	HJS	Aknoul	635960	430110	833	Rif Oriental
My Yacoub	MYB	My Yacoub	519770	387854	254	FCSR
Oulmès	OUL	Khemissat	433581	310105	878	Meseta occidentale

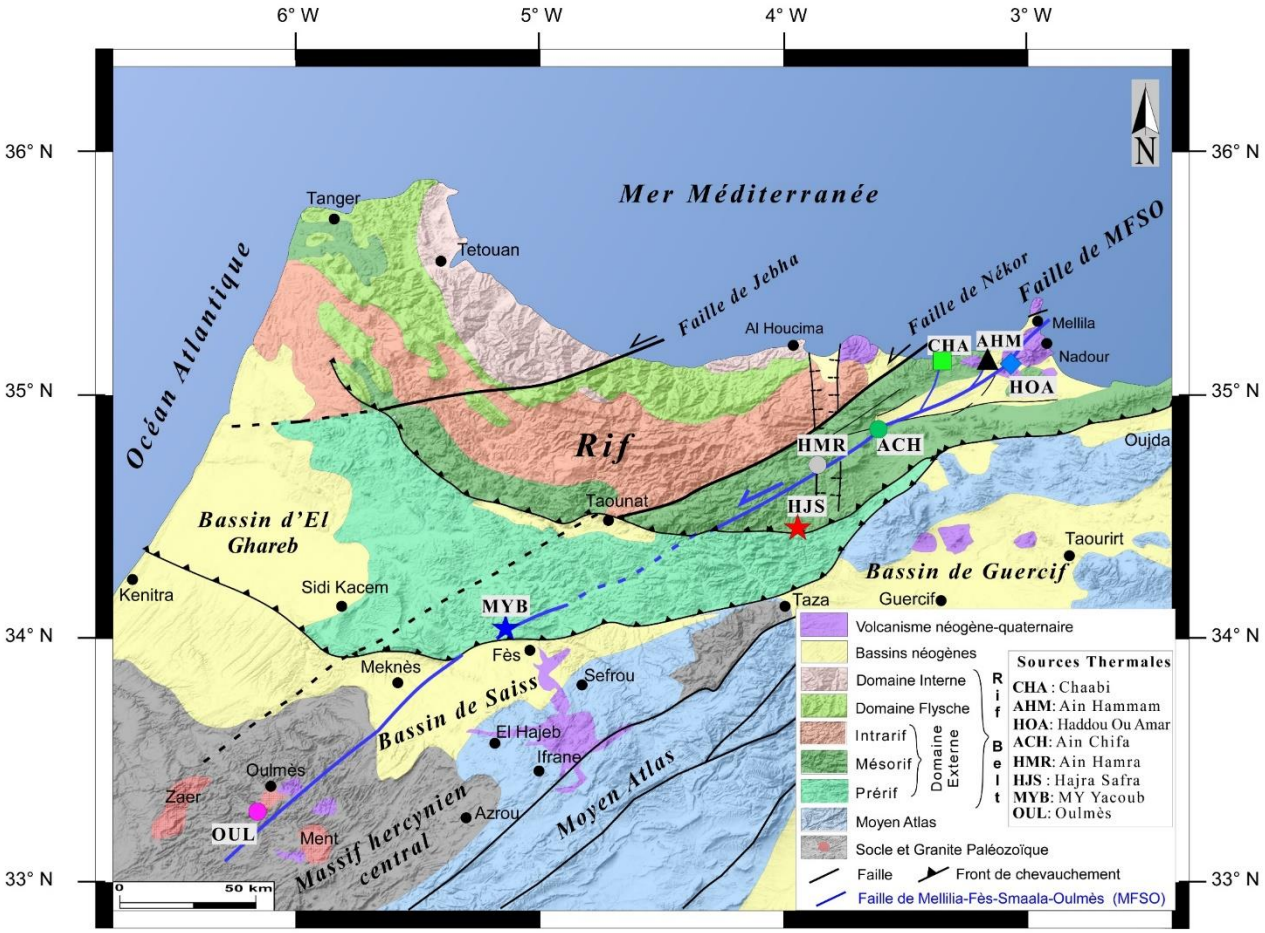

Figure 8: Carte géologique du Maroc septentrional montrant la répartition des sources thermales associées à l'accident majeur MFSO.

II- Géologie des résurgences chaudes du Rif oriental

II- 1- Introduction

L'architecture actuelle du Rif oriental est très complexe et résulte de multiples processus orogéniques (enfouissement, exhumation/surrection, rifting…), en conséquence à la convergence N-S entre les plaques lithosphériques eurasienne et africaine, depuis le Crétacé supérieur (Durand-Delga 1980 ; Morel and Meghraoui 1996 ; Michard 2008; Frizon de Lamotte et al., 2000; Platt et al., 2013 ; Gimeno-Vives et al., 2020). Ce domaine, bordé à l'Ouest par la faille de Nékor et à l'Est par le Moyen Atlas (Fig. 8 et 9), comporte des terrains autochtones et/ou parautochtones d'âge paléozoïque et mésozoïque. Ces terrains, appartenant en grande partie au domaine mésorifain, sont issus de la paléomarge passive nord-africaine de l'océan Téthys (Chalouan et al., 2008, 2014 ; Azdimousa et al., 2019; Gimeno-Vives et al., 2019, 2020, Escosa et al 2021). Ils sont fortement tectonisés et métamorphisés affleurant en fenêtres (Temsamane) sous les nappes rifaines. Ces dernières, peu déformées et non-métamorphisées (Frizon De

Lamotte, 1987, Chalouan et al., 2008, Negro et al., 2008), sont composées de matériaux allochtones allant du Trias au Néogène. Ces nappes, détachées et chevauchées sur les formations de l'avant-pays de la chaine rifaine, correspondent essentiellement aux nappes d'Aknoul et de Senhadja attribuées à la partie supérieure de la séquence stratigraphique du domaine Intra-rifain ; (Suter, 1980 ; Andrieux, 1971 ; Vidal, 1977 ; Leblanc, 1984 ; Frizon de Lamotte, 1987 ; Frizon de Lamotte et al, 1991 ; Escosa 2021 ; Chalouan et al., 2008). Toutefois, ce domaine est caractérisé dans sa partie Nord-Est au niveau de la nappe de Tamsamane, par les affleurements du socle paléozoïque sous forme de massifs isolés au sein des formations méso-cénozoïques, tel est le cas des massifs de Khebaba et de Ras Afraou (Fig.9), (Morel, 1980, Darraz 1988, Negro et al., 2007, Azdimoussa et al. 2007 ; Jabaloy-Sánchez et al., 2015). Cependant, la nappe de Senhadja au sud, est caractérisée par les affleurements des roches métamorphiques et des intrusions mafiques (le complexe gabbroïque du Mésorif) largement exposées dans le domaine mésorifain le long des accidents NE-SW de Melila-Fès-Smaala-Oulmès (MFSO) et de Nekor appartenant au socle d'origine profonde (Fig.9). Ces roches mafiques ont été interprétées comme des morceaux d'une croûte océanique à affinité E-MORB rattachés à l'ouverture téthysienne (Benzaggagh et al., 2014, Michard et al. 2018) ou à des complexes gabbroïques appartenant à la Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP) dont la mise en place serait liée à un amincissement de la lithosphère continentale au cours du Trias supérieur, puis son exhumation au cours du second épisode de rifting au Jurassique (Gimeno-Vives et al., 2019 ; 2020).

Au Nord, ce domaine est également matérialisé par un volcanisme récent important et un gradient géothermique très développé (> 40°C/km) (Fig.6), (Rimi et al. 1998, 2012 ; Zarhloul et al., 2004) ainsi que par la résurgence de plusieurs sources thermales gazeuses qui lui confèrent le siège d'une activité géothermique importante. Le long de l'accident majeur MFSO, du Nord au Sud on distingue les sources thermales suivantes (Fig. 8 et 9) : Ain Hammam (AHM), Haddou ou Amar (HOA), Chaabi (CHA), Ain Chifa (ACH), Ain Hamra (HMR), Hajra Safra (HJS), My Yaacoub (MYB) et Oulmès (OUL).

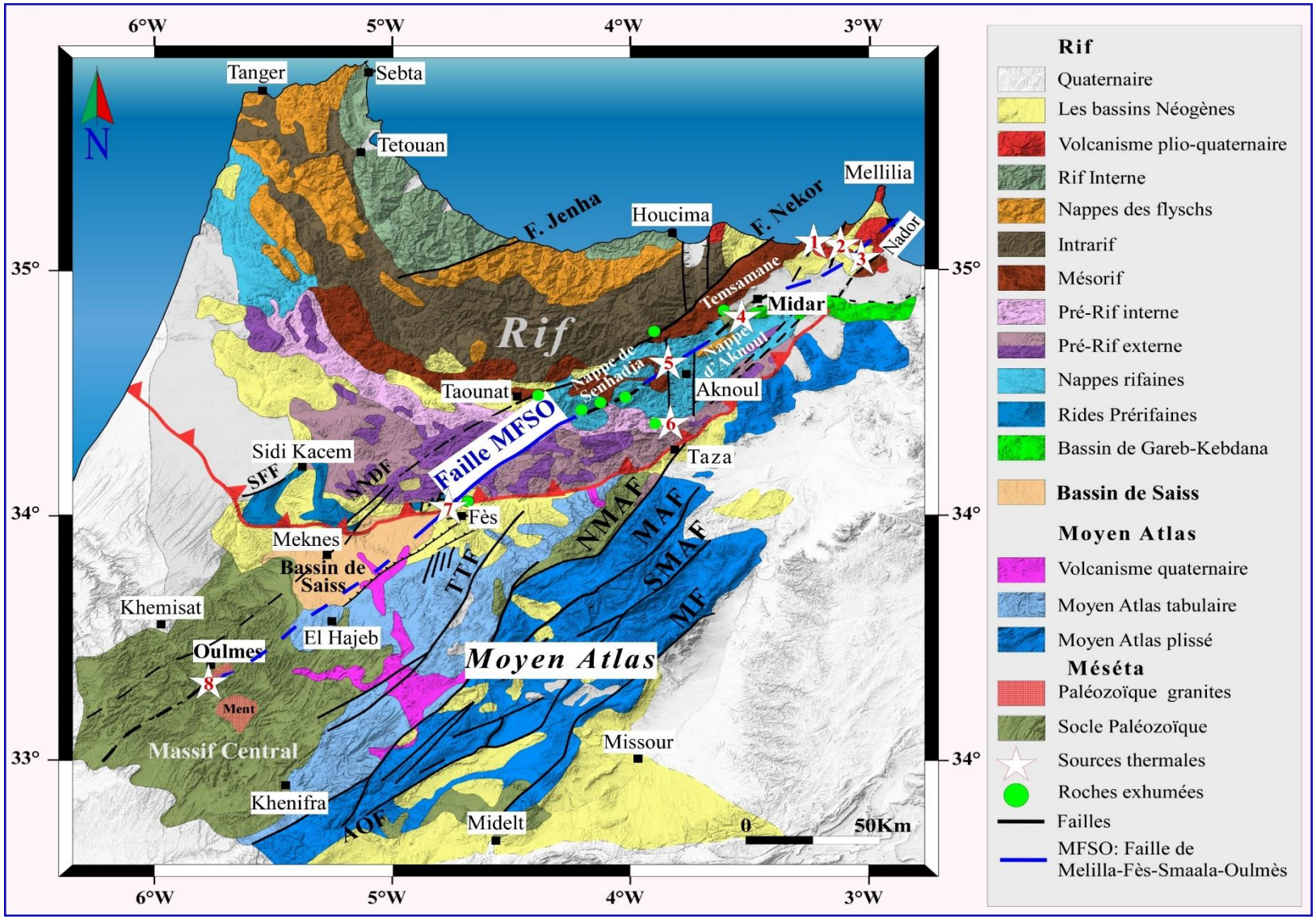

Figure 9 : La carte géologique du Maroc septentrional montrant la répartition des sources thermales et les roches exhumées (Chalouan et al., 2014, modifiée).

II- 2 Les sources thermales de la MFSO

II- 2-1 Les sources thermales d'Ain Hammam et de Haddou Ou Amar.

A- Cadre géographique

La région de Nador recèle plusieurs sources thermales dont la température à la résurgence oscille généralement entre 25°C et 45°C. Deux sources gazeuses appartenant à cette région ont été choisies pour faire l'objet de cette étude : les sources thermales d'Ain Hammam et de Haddou Ou Amar situées à l'ouest de la ville de Nador, respectivement dans les Douars d'Oulad Ali Ou Amar et Haddou Ou Amar, affiliés à la commune de Zeghanghan. Les sources thermales de Hammam (X=701360, Y=509785 et Z=52) et de Haddou Ou Amar (X=710134, Y=507264 et Z= 83) s'alignent suivant une direction WNW-ESE à 10 Km l'une de l'autre (Fig.10). Parce que ces deux sources partagent le même contexte géologique, nous avons opté pour la présentation de l'assemblage de ces deux sources.

La géomorphologie de la région présente un aspect montagneux correspondant aux stratovolcans du Gourougou et ses massifs satellites avec des altitudes variant entre 100 et 600m. Les réseaux hydrographiques de la région sont caractérisés par des oueds à écoulement permanent comme oued Kert et oued El Maleh suivant des directions préférentielles respectivement N-S à NE-SW et des oueds à écoulement souvent temporaire comme oued Ighzer et oued Talat Wa'Rabene dont la direction d'écoulement est E-W (Fig.10). De plus, cette région présente un climat méditerranéen aride à semi-aride. La pluviométrie de la région est de l'ordre de 150 à 450 mm/an, accompagnée d'importants écarts de température avec une moyenne de 17°C.

B- Cadre géologique

Les sources thermales d'Ain Hammam et de Haddou Ou Amar affleurent respectivement au sein des formations volcaniques et volcano-sédimentaires d'Amjar à l'Ouest et de Tidiennit à l'Est. Les dépôts sédimentaires, d'âge Mio-pliocène appartenant au bassin de Mellilia-Nador (El Bakkali, 1998), sont piégés entre les reliefs érigés par ces complexes volcaniques aux piémonts desquels sont situés les exutoires des sources thermales (Fig. 10). Ces complexes volcaniques sont constitués par des produits magmatiques (Hernandez, 1983 ; 1985) de nature calco-alcaline potassique, représentés essentiellement par des laves pyroclastiques acides de rhyolites et de latites dont l'âge s'étale du Tortonien au Messinien et des produits alcalins représentés essentiellement par des laves basaltiques plio-quaternaires.

Les formations sédimentaires mio-plio-quaternaires reposent sur les formations du Crétacé de la nappe de Temsamane. Le Miocène débute par des molasses de calcaires conglomératiques et se poursuit par une série schisto-gréseuse incluant des olistolithes (gypse, éléments schisteux, cipolins…) dont l'origine est attribuée au démantèlement du domaine des nappes rifaines (Jeanette & Hamel, 1961; Kerchaoui, 1985, 1994). Le Pliocène forme des dépôts transgressifs et discordants englobant des tufs et brèches verdâtres emballées dans un ciment de cinérite, affleurant sur les flancs des massifs volcaniques (El Bakkali, 1998). Par ailleurs, le Quaternaire est représenté par des alluvions et des terrasses érigées aux abords d'Oued Kert et des constructions carbonatées travertineuses au niveau de l'exutoire de la source thermale d'Ain Hammam témoignant de son ancienne activité et de la richesse de ces eaux en carbonates.

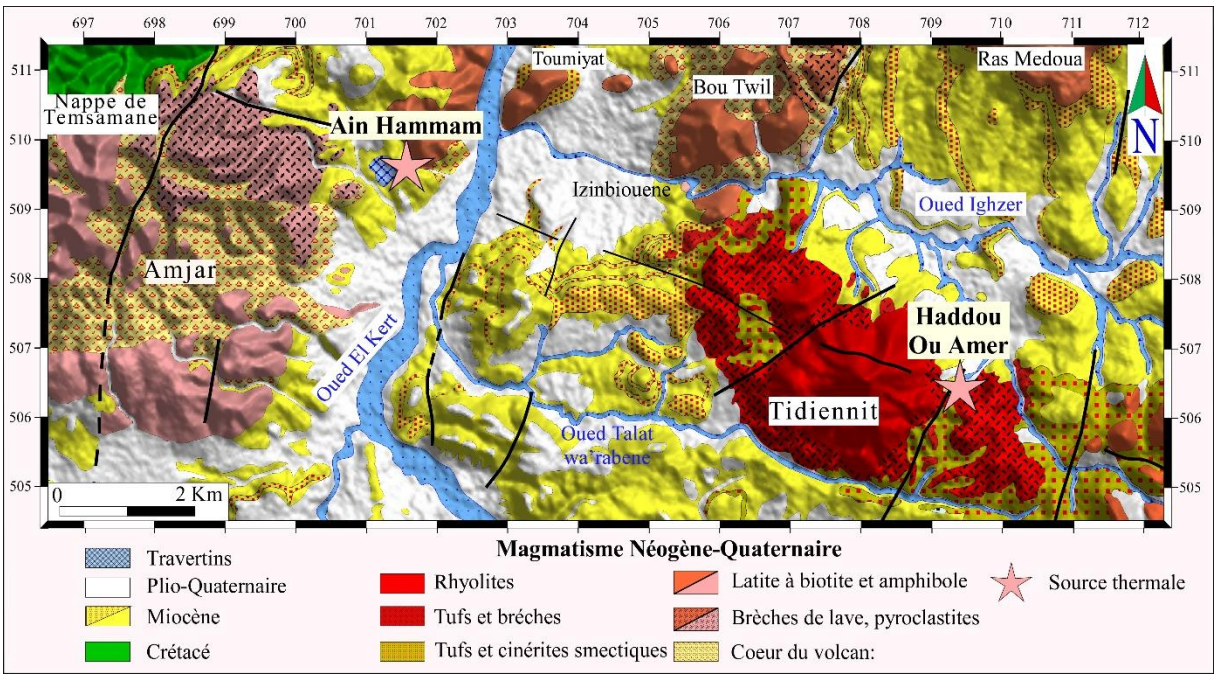

Figure 10: Carte géologique de la zone de résurgence des sources thérmales d' Ain Hammam et Haddou Ou Amar (Modifié d'après Faure-Muret et al. 1996)).

C- Cadre Structural

L'étude du contexte structural des sources thermales d'Ain Haddou Ou Amar et d'Ain Hammam sera abordée essentiellement par une analyse des observations réalisées sur des images satellitaires ainsi que la carte géologique de Zghanghan. Des campagnes de terrain ont été menées pour vérifier nos observations et recueillir des mesures tectoniques des différentes structures affectant cette région.

L'analyse géologique atteste que ce secteur d'étude est formé par deux ensembles sédimentaires qui diffèrent par leur mode en place et leur style de déformation. Il s'agit d'un complexe de nappes du Crétacé représenté par l'unité de Temsamane et les formations post nappes

représentées par les dépôts molassiques miocènes du bassin de Mellilia-Nador. Cependant, l'analyse des images satellitaires atteste que ce secteur d'étude est parcouru par deux linéaments majeurs NE-SW et E-W à NW-SE ayant contribué à la structuration de cette région en lui conférant sa morphologie actuelle (Fig. 11).

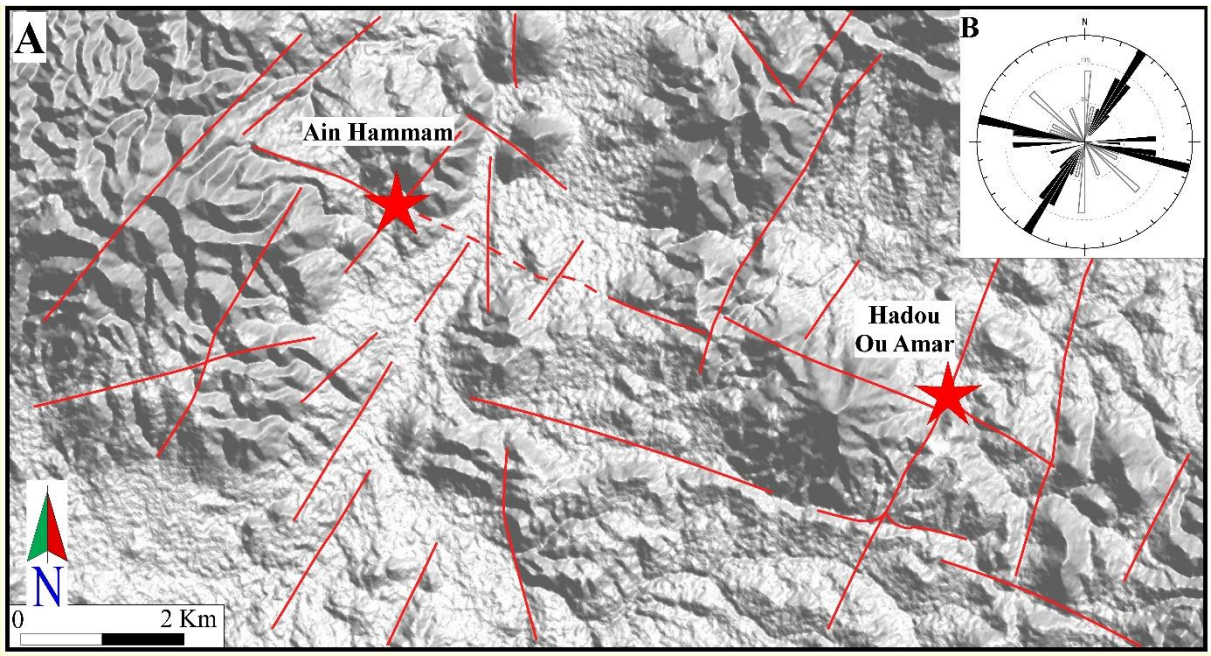

Figure 11: A) Modèle numérique de terrain (MNT) de la zone de résurgence de Ain Haddou Ou Amar et Ain Hammam et localisation des principaux accidents. B) : Rosace directionnelle des accidents de la même zone.

Ces analyses combinées avec les résultats de traitement des mesures structurales récoltées sur le terrain, nous ont permis de conclure que la succession des évènements tectoniques dans ce secteur se serait produite selon le scénario suivant :

- La première phase de déformation orientée N-S, se serait manifestée dans la zone d'étude par une série de plissements synschisteux (Fig.12 A, B), ainsi que par des failles inverses et des chevauchements localement soulignés par des mylonites. L'ensemble des structures est orienté E-W avec une vergence vers le sud (Fig.12 C). L'analyse et le traitement des mesures tectoniques de ces différentes structures montre qu'elles se sont activées dans un régime compressif plicatif, dont l'état des contraintes est (σ1=N01, 00°), (σ2=N236, 90°) et (σ3=N91, 00°) (Fig.12 D). Cette phase de déformation correspond à la déformation compressive majeure de l'orogenèse alpine résultant du rapprochement Afrique-Europe (Chelouan et al. 2008, Pujol, 2014). Elle est responsable de l'organisation des grandes structures observées dans le domaine rifain, particulièrement la mise en place des nappes rifaines. Cette déformation a débuté au Crétacé supérieur et a continué jusqu'à

la fin du Miocène (Booth-Rea et al., 2012; Chalouan et al., 2008; Tejera de Leon and Duée, 2003).

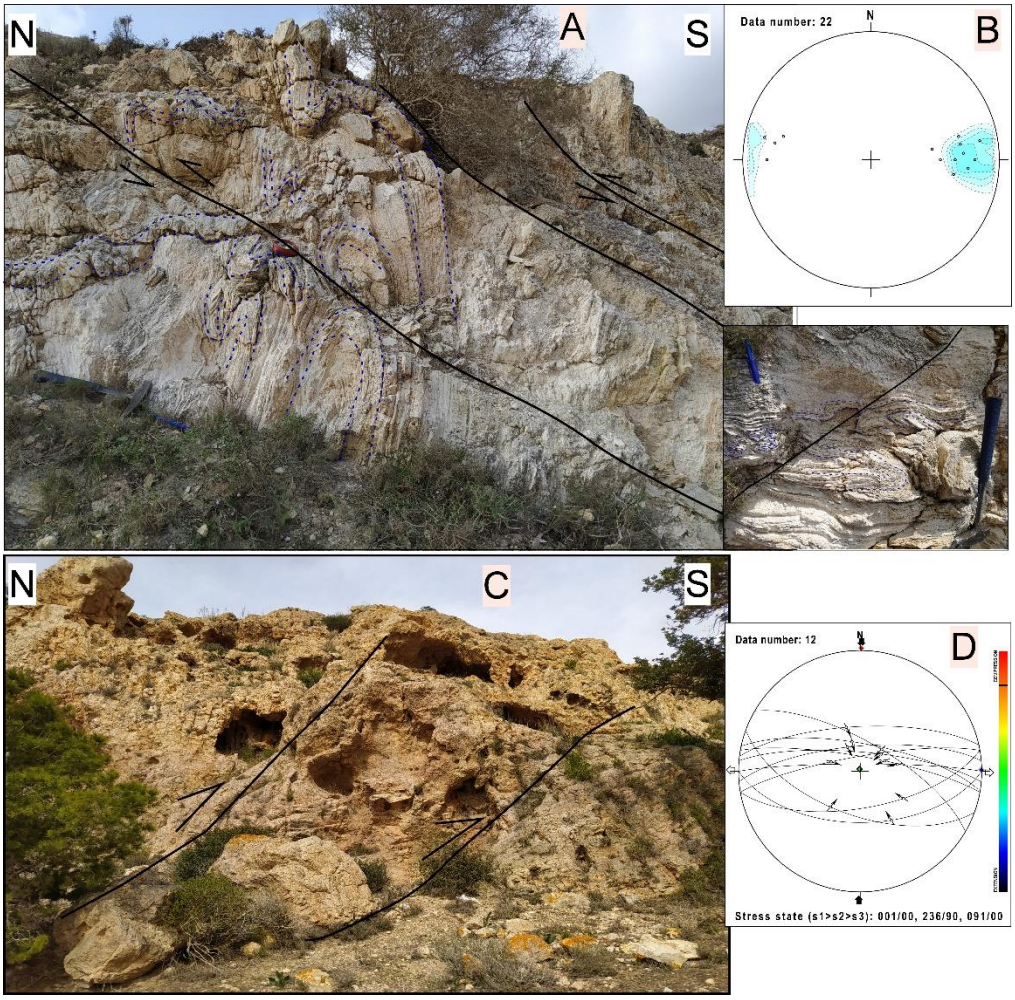

Figure 12: A- Photo montrant des plissements associés à une zone de chevauchement dans le secteur d'étude; B- Stéréogramme des axes des plis. C- Photo montrant des failles chevauchantes, et (D) leurs stéréogrammes.

- La deuxième phase de déformation de direction NNW-SSE, correspond à la déformation transtensive. Elle serait responsable du fonctionnement des accidents décrochants très profonds (probablement lithosphériques) orientés NE-SW qui parcourent cette partie septentrionale du Rif, et qui correspondent au système d'accident attaché à la grande structure de la MFSO (Fig.13 A).

  En effet, dans le secteur d'étude cette phase se manifeste par une série de décrochements senestres orientés N020-N060, avec leurs conjugués dextres orientés N110-140. L'analyse microtectonique sur les miroirs de ces failles décrochantes montre que ces dernières se sont activées dans un régime transtensif dont l'état de contrainte est (σ1=N169, 00°), (σ2=N054, 90°) et (σ3=N259, 00°) provoquant le jeu cisaillant senestre des failles dominantes de direction NE-SW (Fig. 13 B).

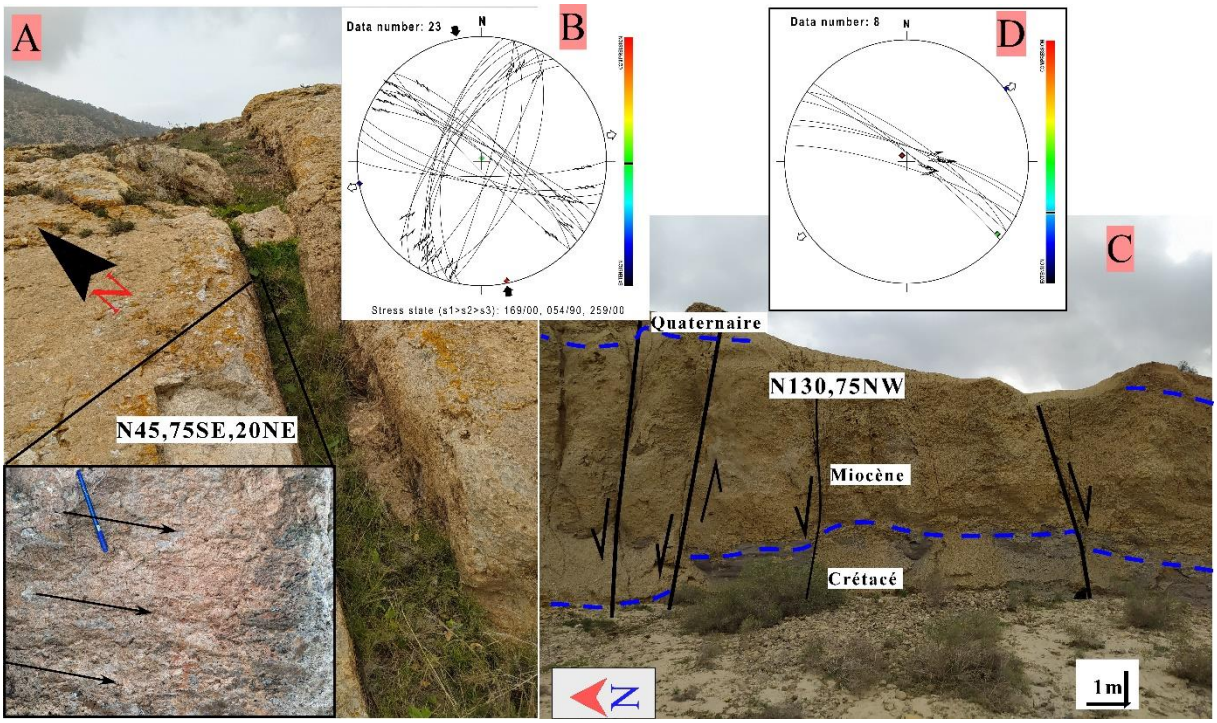

Figure 13 : A) Photo montrant des décrochements dextres , et (B) leurs stéréogrammes. C) Photo montrant des failles normales, et (D) leurs stéréogrammes.

Le jeu senestre de ces accidents décrochants de direction moyenne NE-SW, permettra au niveau de leurs relaiement de générer des ouvertures par des accidents normaux orientés généralement NW-SE (Fig. 13C), à l'intérieur d'une grande structure décrochante qu'est la MFSO. De plus, cette phase à caractère décrochant tardif, générée dans un climat transtensif au cours du Miocène supérieur et du Plio-quaternaire, permet de ce fait la création d'un régime extensif au niveau des intersections de ces accidents générant ainsi l'ouverture de petits bassins molassiques (post nappes), qui correspondent aux bassins néogènes de Mellilia–Nador. L'ouverture de tels bassins au Miocène supérieur et au Plio-quaternaire dans le rif oriental a été évoqué par Asebriy et al., (1993) au sud du couloir de l'accident de Nékor, ainsi que dans le bassin de Boudinar (Azdimousa et al., 2006, Achelhi 2016) et Kert (Azdimousa 1991). Ce régime décrochant serait survenu à la fin de l'orogenèse majeure alpine décrite précédemment, c'est-à-dire après la mise en place des nappes (Guillemin & Houzay 1982, Aït Brahim et al. 2002, Azdimousa et al., 2006). Ce régime tectonique serait également responsable des manifestations magmatiques qui affleurent dans ce secteur et qui se seraient mises en place grâce à ce système de fracture d'importance lithosphérique favorisant la connexion entre les chambres magmatiques et le transfert du magma vers la surface.

Le Rif connaitra par la suite une inversion du régime tectonique selon une phase transtensive NNW-SSE au cours du Pliocène inférieur à moyen (Asebriy 1993). Cette phase serait

responsable de la réactivation du réseau des accidents majeurs de direction NE-SW liés à la grande structure de MFSO, ainsi que les accidents NW-SE. Ce sont ces accidents qui vont jouer un rôle très important dans le développement du système géothermal dans cette région. En effet, les résurgences chaudes d'Ain Haddou Ou Amar et Ain Hammam sourdent au niveau de l'intersection des structures tectoniques actives NE-SW et NW-SE (Fig.11 et 10) montrant ainsi une relation génétique intime avec ce système de réseau de failles.

Ce système de fracture en relation avec l'accident majeur MFSO bien développé dans cette zone, faciliterait la canalisation et la circulation des eaux thermales en profondeur à travers les différents réservoirs potentiels et leur transfert vers la surface. La circulation de ces eaux en profondeur aurait certainement emprunté les mêmes accidents ayant servi de conduits pour la mise en place des magmas, ainsi que les fluides ayant contribué à l'apparition des gisements de bentonites qui affleurent à proximité.

II- 2-2 La source thermale de Chaabi

A- Cadre géographique

La source thermale de Hammam de Chaabi est située à 10 km au nord de la commune de Dar El Kabdani, dans la province de Nador, à proximité de la route nationale N16 reliant la ville de Nador et El Hoceima (coordonnées X= 686057, Y=511340 Z=2). Cette source est la plus septentrionale parmi les sources thermales du Rif oriental puisque son exutoire apparait en bas d'une falaise qui surplombe la mer Méditerranée (Fig.8). Son emplacement côtier, son accès facile et son cadre naturel en font une destination touristique de premier choix.

La région de Chaabi présente une géomorphologie marquée par des reliefs en forme de crêtes et de vallées qui s'alignent principalement selon une direction N-S. Le réseau hydrographique de la région est largement constitué des cours d'eau temporaires avec des orientations subméridiennes.

Le climat de la région est un climat méditerranéen à tendance semi-aride, caractérisé par une température moyenne d'ordre 18°C et une pluviométrie moyenne annuelle d'environ 600mm.

B- Cadre géologique

La source de Chaabi sourde près du rivage au niveau des formations schisto-gréseuses de Ras Afraou qui constituent l'unité supérieure de la nappe de Temsamane (Suter, 1980 ; Frizon de Lamotte, 1987; Jabaloy-Sánchez et al., 2015 ; Azdimousa et al., 2007 et 2019 ; Gimeno-Vives et al., 2019 et 2020). Ces dernières sont recouvertes par les formations superficielles du

Quaternaire (Fig. 14). En effet, l'unité de Ras Afraou est formée par des roches métamorphiques englobant des schistes, des phyllites, des métabasites et des quartzites coiffés par des marbres liasiques (Frizon de Lamotte, 1987 ; Negro et al., 2008 ; Azdimousa et al., 2007). Le métamorphisme enregistré dans ces formations est de type MP-BT avec une pression oscillant entre 7 et 9 kbar et une température variant entre 330 et 430 °C (Negro et al., 2007 et 2008). Cependant, l'âge du protolithe à l'origine de ces roches métamorphiques est controversé. Selon les auteurs (Frizon de Lamotte. 1987 ; Negro et al., 2008 ; Azdimousa et al., 2007), ce protolithe serait d'âge paléozoïque, alors que des études récentes suggèrent un âge plus jeune crétacé (Azdimousa et al., 2019).

Au Sud de cette source, les affleurements paléo-méso-cénozoïques des unités de Ras Afraou, sont dominés par des schistes sériciteux montrant des niveaux gréseux et des calcaires du Crétacé intrudés par des filons de dolérites fortement déformés et métamorphisés (Fig. 14).

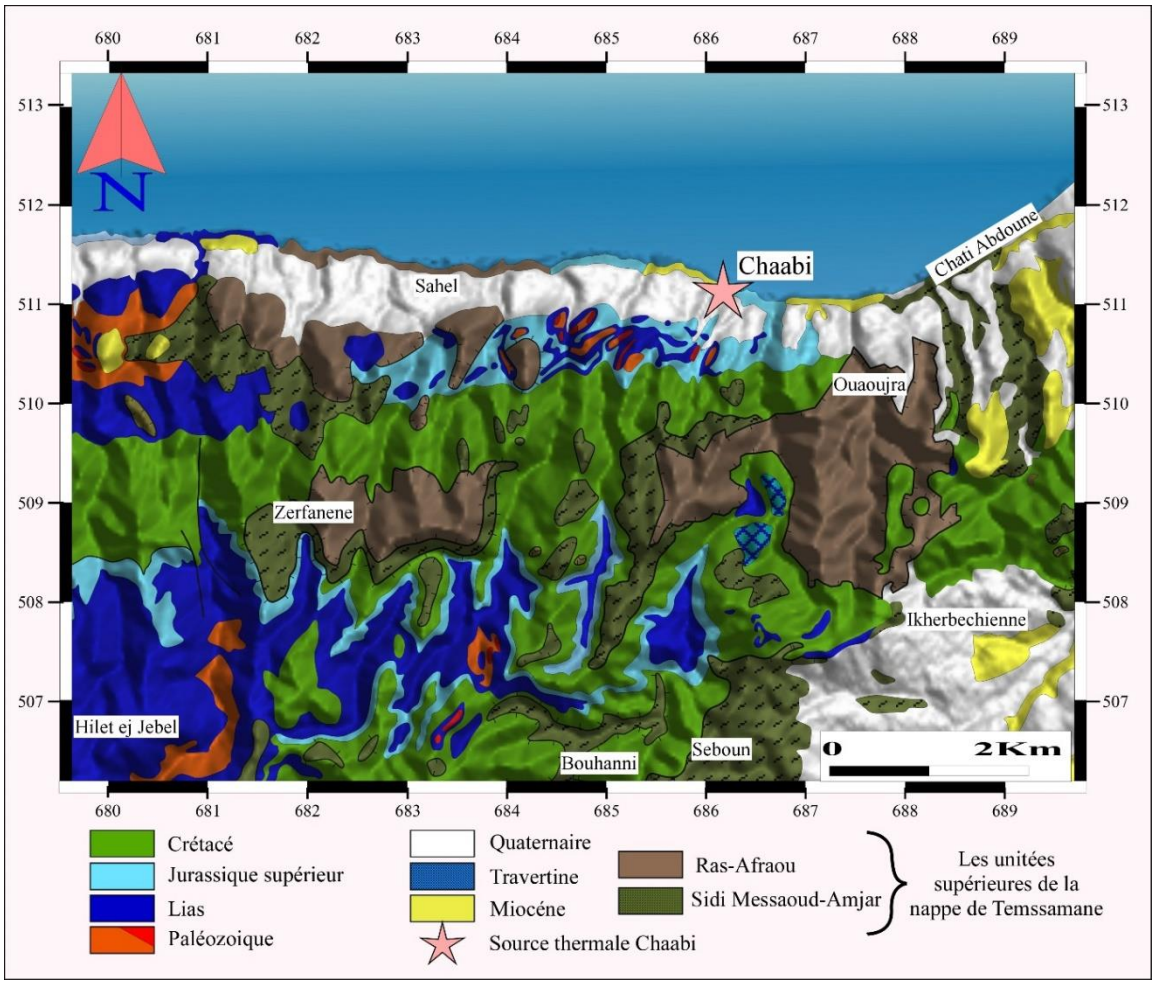

Figure 14 : Carte géologique de la zone de résurgence de la source thermale de Chaabi (Modifiée d'après la carte géologique du Kebdani 1/50000).

C- Cadre Structural

De point de vu structural, il est difficile d'établir une chronologie des évènements tectoniques dans cette région en raison du caractère marneux masquant les affleurements qui expriment les styles de déformations enregistrées dans les formations compétentes sous-jacentes. Cependant, les terrains compétents susceptibles de préserver les marqueurs tectoniques sont situés au niveau de la berge côtière où les reliefs sont accidentés ce qui rend leurs accès très difficile.

L'étude structurale menée au voisinage de la source thermale de Chaabi révèle que cette zone est parcourue par deux familles d'accidents de direction générale NE-SW et E-W à ESE-WNW (Fig. 15 A, B). L'exutoire des eaux de cette source thermale se produit au niveau de l'intersection entre ces accidents.

Les mesures tectoniques relevées sur les plans de ces accidents montrent que le réseau de failles NE-SW présente un jeu normal en graben de direction comprise entre N25-55, avec un fort pendage 70 à 90° (Fig. 15 C). Ce réseau de failles est matérialisé par une zone de broyage caractérisée par une brèche tectonique intensément déformée, altérée et remplie par une minéralisation en oxydes indiquant l'existence d'une forte activité hydrothermale qui s'est manifestée au niveau de ces failles (Fig. 15 C et D). Le jeu normal en graben de ces failles aurait créé des conduits naturels très perméables ayant favorisé la circulation des fluides hydrothermaux minéralisateurs. Cette famille de failles normales serait probablement générée au cours de la même phase extensive mise en évidence dans le bassin de Boudinar situé à 35KM au SW de ce secteur. Cette phase de direction NW-SE est datée du Tortonien final à Messinien (Asebri et al. 1993, Azdimoussa et al. 2006, Achelhi, 2016).

La deuxième famille d'accidents WNW-ESE à E-W, non minéralisée, présente un jeu inverse chevauchant généralement orienté de N90 à N130. Ces accidents sont souvent soulignés par une zone de broyage à ciment constitué de siltite et d'argilite (Fig. 15 E). Au niveau de l'intersection avec les accidents distensifs NE-SW, ceux orientés WNW-ESE à E-W, auraient joué comme couche écran qui favoriserait ainsi la remontée des eaux thermales à la surface (Fig. 15 F).

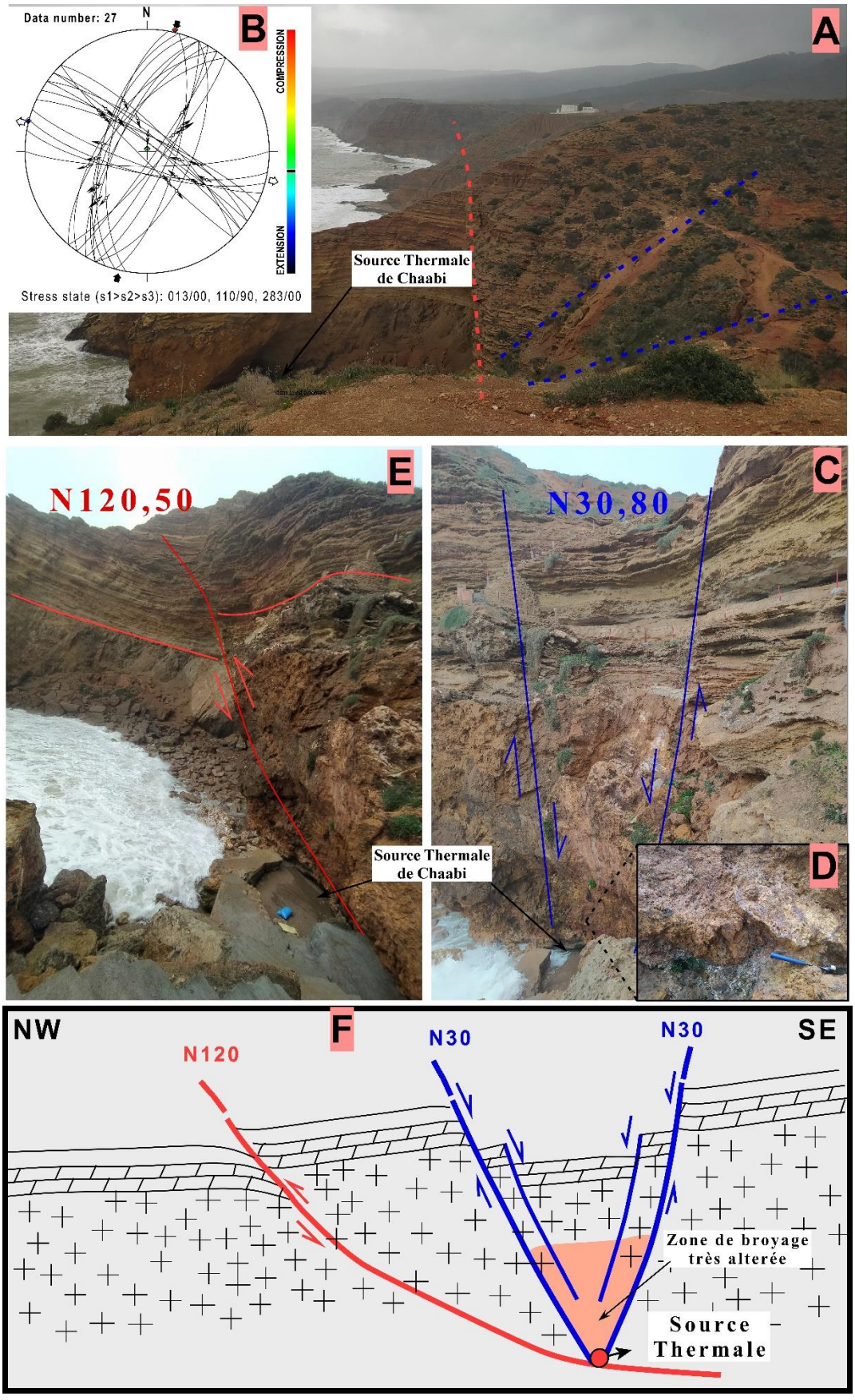

Figure 15: Photo montrant les accidents responsables de la mise en place de la source thermale de Chaabi (A, C, D et E) et leurs stéréogramme (B) ; F : Coupe schématique illustrant ces structures.

II- 2-3- La source thermale d'Ain Chifa

A- Cadre géographique

La source thermale d'Ain Chifa est située à 10km au Sud-Ouest de la ville de Midar, au voisinage de la route nationale N° 2 qui relie le village de Telat Azlaf à la ville de Midar (coordonnées X=63515 et Y=479328 et Z=454). Cette source a été connue pour ses eaux chaudes gazeuses ainsi que par ses vertus thérapeutiques, faisant d'elle « la source de guérison » comme son nom l'indique en arabe. Par ailleurs, à cette source sont annexés jadis des piscines et bains thermaux, faisant de cet endroit une destination touristique historique depuis les années 40.

Le réseau hydrographique de la région est caractérisé par des oueds à écoulement permanent (ex. Oued Kert et Oued Tiakhenat) empruntant une direction préférentielle NE-SW formant des méandres au niveau des plaines qui reçoivent des affluents à écoulement temporaire de direction générale NW-SE. Le climat de la région est tempéré et chaud à tendance semi-aride où la température moyenne est de l'ordre 17.4 °C et la précipitation annuelle est d'environ 320 mm.

B- Cadre géologique

La source thermale d'Ain Chifa (Fig. 16) sourde sur l'accident majeur MFSO au niveau de la jonction des unités du Crétacé de nature marno-calcaire de la nappe de Temsamane au Nord et les flyschs de même âge de la nappe d'Aknoul au sud. Cette source sourde au sein d'une bande d'environ 2km de large, orientée NE-SW où, au SW, affleurent le massif schisto-gréseux paléozoïque de Khebaba ainsi que des formations néogènes. Cette bande, limitée au sud par les formations superficielles d'Oued Kert, se prolonge vers le NE, laissant affleurer des blocs décamétriques triasico- liasiques. Au sein de la même bande, l'exutoire de Ain Chifa est tapissé par une construction travertineuse du Quaternaire témoignant du caractère ancien de l'activité hydrothermale de cette source et de sa richesse en carbonates. Au Nord de cette source, les affleurements mésozoïques de la nappe de Tamsamane sont structurés en une succession d'anticlinaux et synclinaux (Suter, 1980 ; Jabaloy-Sánchez et al., 2015 ; Azdimousa et al., 2007). Ils sont dominés par des marnes et des pélites montrant des niveaux schisto-gréseux du Crétacé intrudés par des filons de microdiorites et de microsyénites (Fig. 16). Au Sud, affleurent des dépôts sédimentaires des marnes épaisses constituées de pélites sombres intercalées de bancs calcaires lités et de quartzites relevant de la nappe d'Aknoul (Negro et al., 2007).

Les petits bassins mio-paléocènes, remplis essentiellement par des dépôts de conglomérats continentaux coiffés localement par une épaisse croûte de calcaire travertineuse, sont générés

grâce à des structures tectoniques transpressives récentes. Ces petits bassins, généralement orientés NW-SE, sont édifiés le long de la marge NE du massif de Khebaba (Fig. 16).

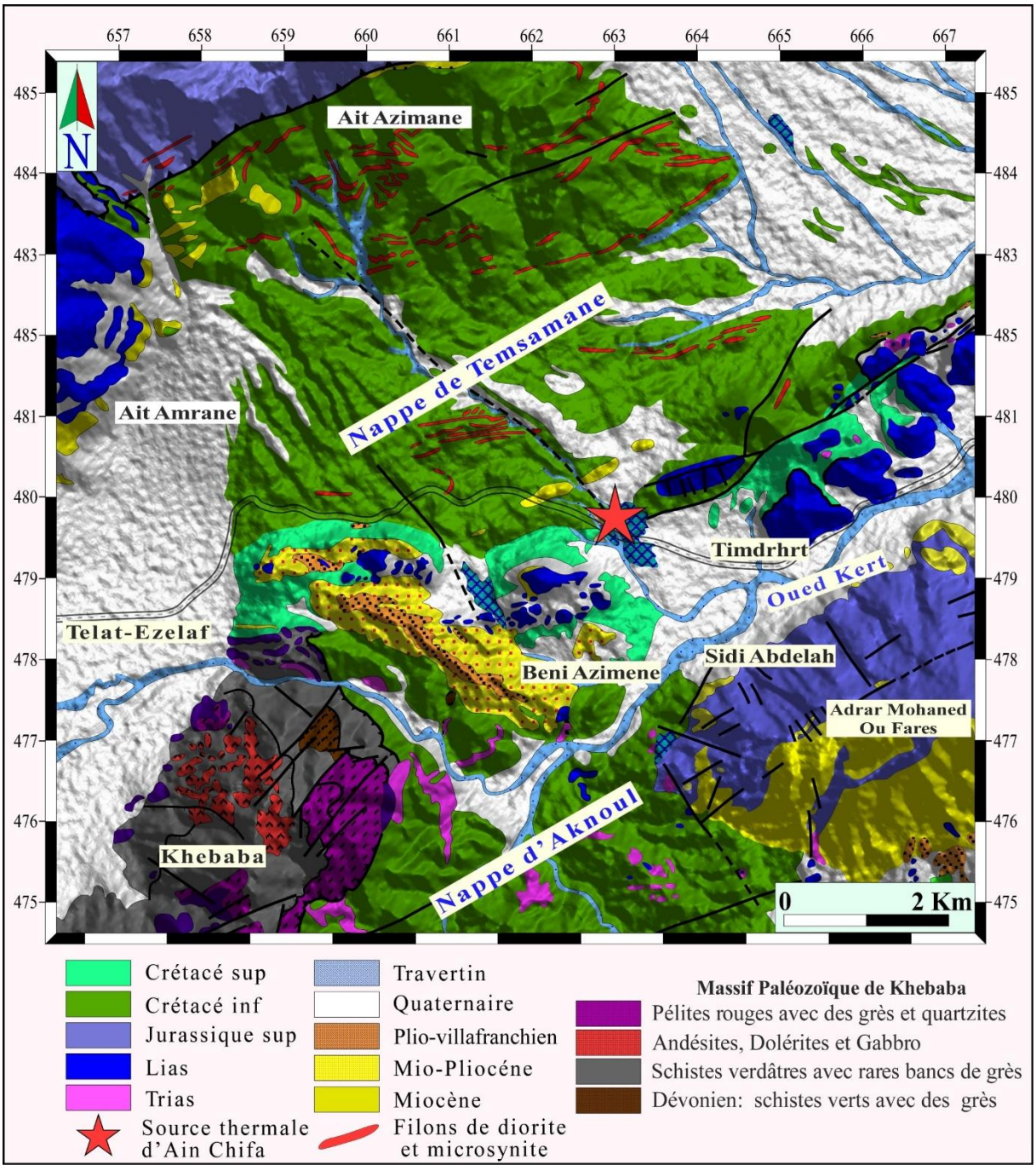

Figure 16: Carte géologique de la zone de résurgence de la source thermale d'Ain Chifa. (Modifiée d'après la carte géologique du Midar 1/50000).

C- Cadre Structural

La résurgence thermale d'Ain Chifa jaillît au milieu d'un couloir accidenté nommé faille de Tleta Azlef- Midar (FTAM). Cette structure orientée NE-SW, est une continuité de la faille majeure de Mellilia, qui se prolonge sur des dizaines de kilomètres hors de notre secteur d'étude

sur une largeur de 3 à 5km et qui fait partie de la faille majeure MFSO (Fig. 16). Ce couloir constitue une zone de transition entre les unités du Crétacé marneux-calcaire de la nappe de Temsamane au Nord et les flyschs de la nappe d'Aknoul au Sud (Fig.16). Plusieurs phases tectoniques ont été relevées au sein de ce couloir ; il s'agit de :

- La première phase de déformation est en relation avec une compression subméridienne dont l'état de contrainte maximale σ1 est de direction N04°. L'étude microtectonique montre que cette phase a généré des failles de direction N70° à N100° à jeu inverse chevauchant, profondément enracinées (Fig. 17a) et matérialisées au niveau des semelles argileuses triasiques évaporitiques par des lambeaux exhumés du socle paléozoïque (Fig. 17a). Ces derniers sont comparables à ceux qui ont été signalés par (Lakhdar et al., 2007, 2006; Sabri et al., 2019) au niveau du front de cisaillement sud-rifain au voisinage de la source thermale de Moulay Yaacoub. Cette même phase est responsable d'une structure plissée matérialisée par des plis synschisteux, dont les plans axiaux ont une direction variant entre N70° et à N100° (Fig. 17b). Les axes de ces plis sont redressés auprès des accidents du couloir FTAM avec un fort plongement (80° NNE) qui devient de plus en plus faible en s'éloignant de ces derniers (20°NNE).

Le régime compressif subméridien ayant activé l'ensemble de ces structures est compatible avec la phase tectonique majeure de l'orogenèse alpine, induite par le rapprochement Afrique-Europe (Chalouan et al., 2008; Durand-Delga, 1980; Frizon De Lamotte et al., 2000; Gimeno-Vives et al., 2020; Michard et al., 2008; Morel and Meghraoui, 1996; Platt et al., 2013). Elle est responsable de l'organisation des grandes structures observées dans la zone d'étude et dans le domaine rifain en général. Les observations de terrain ainsi que les travaux antérieurs ont montré que cette déformation avait débuté au Crétacé supérieur et a perduré jusqu'à la fin du Miocène (Booth-Rea et al., 2012; Chalouan et al., 2008; Tejera de Leon and Duée, 2003).

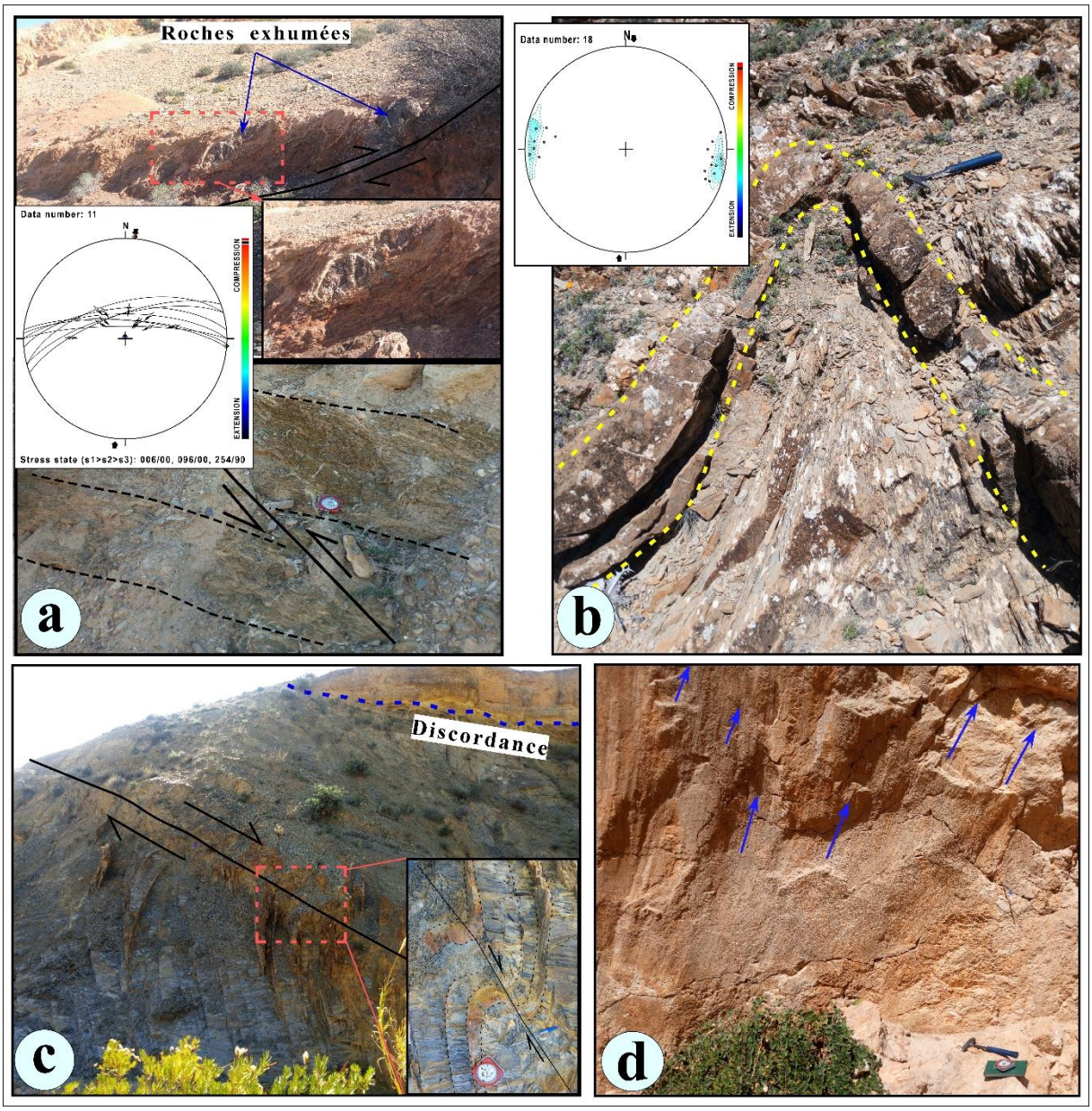

Figure 17: Photos montrant les différentes structures affectant la région d'Ain Chifa, et leurs représentations stéréographiques

Dans cette zone, la même phase de déformation évoquée serait également responsable du fonctionnement des accidents profonds orientés NE-SW à caractère décrochant et à jeu senestre. L'analyse microtectonique entreprise sur les miroirs de failles décrochantes, montre que ces dernières se sont activées dans un régime compressif dont l'état des contraintes est le suivant : [σ1=N09, 00° ; σ2=N216, 90° ; σ3=N99, 00°] (Fig.18 a, b et 17d).

Ce jeu décrochant crée un régime transtensif au niveau des relais des accidents NE-SW, engendrant ainsi l'ouverture d'un petit bassin limité par des failles à jeu dextre à composante normale de direction N145° à N170° localisées au niveau de ses bordures (Fig.18a et Fig. 17c, d). Ce même régime génère un petit bassin en pull-appart à l'intérieur de ce couloir, dont l'axe

d'allongement est orienté NW-SE. Le comblement de ce bassin serait établi au cours du Miocène supérieur et du Plio-Quaternaire (Fig. 16 et 18 a). En effet, l'ouverture de tels bassins au Miocène supérieur et au Plio-quaternaire a été évoqué par (Asebriy et al., 1993; Galindo-Zaldívar et al., 2015) au sud du couloir de l'accident lithosphérique de Nékor. Ces bassins se sont ouverts au niveau des relais des accidents à jeu senestre associés à la grande structure de Nékor.

- La deuxième phase représente un changement du climat tectonique local qui se manifeste par une permutation entre les contraintes σ1 et σ3 de la phase précédente (Fig. 18d). Cette deuxième phase de direction WNW-ESE ayant un état de contrainte exprimé par : σ1= N278°, 00 ; (σ2=85/90) et (σ3= 188°,00) (Fig. 18c), est à caractère cassant fossilisé par des marqueurs tectoniques qui recoupent et décalent ceux de la phase précédente et qui se manifestent par des décrochements dextres de direction NE-SW et senestres de direction NW-SE. Au sein de ce couloir où jaillit la source de Ain Chifa, ces accidents vont infliger une sévère fracturation au massif paléozoïque de Khebaba et un important broyage des carbonates exhumés du Lias inférieur en blocs de dimension métrique à décamétrique à l'intersection de ces décrochements (Fig. 15d).

Le jeu dextre des accidents de direction NE-SW est fossilisé par le décalage de la partie nord du petit bassin Mio-Plio-quaternaire. L'illustration de ce jeu d'accidents est représentée par le schéma de la figure (18d) et par le stéréogramme réalisé à partir du traitement des mesures structurales collectées sur le terrain.

- La troisième phase correspond à la phase de déformation la plus récente puisqu'elle est bien imprégnée dans les formations calcaires, les tufs et les travertins du Quaternaire de la zone d'émergence. Elle est caractérisée par une inversion du régime tectonique local qui devient extensif engendrant la réactivation de la famille de failles de direction majeure NE-SW (Fig. 18f). Ces failles induisent un jeu normal à fort pendage (70°) compatible avec un paléo-champ de contraintes à caractère extensif exprimé par (σ3=N133°/00° ; σ1= N230° /90° et σ2= N43° /00°) (Fig. 18g). Ce régime tectonique correspond à celui daté du Quaternaire récent-Actuel dans le Rif (Asebriy et al., 1993).

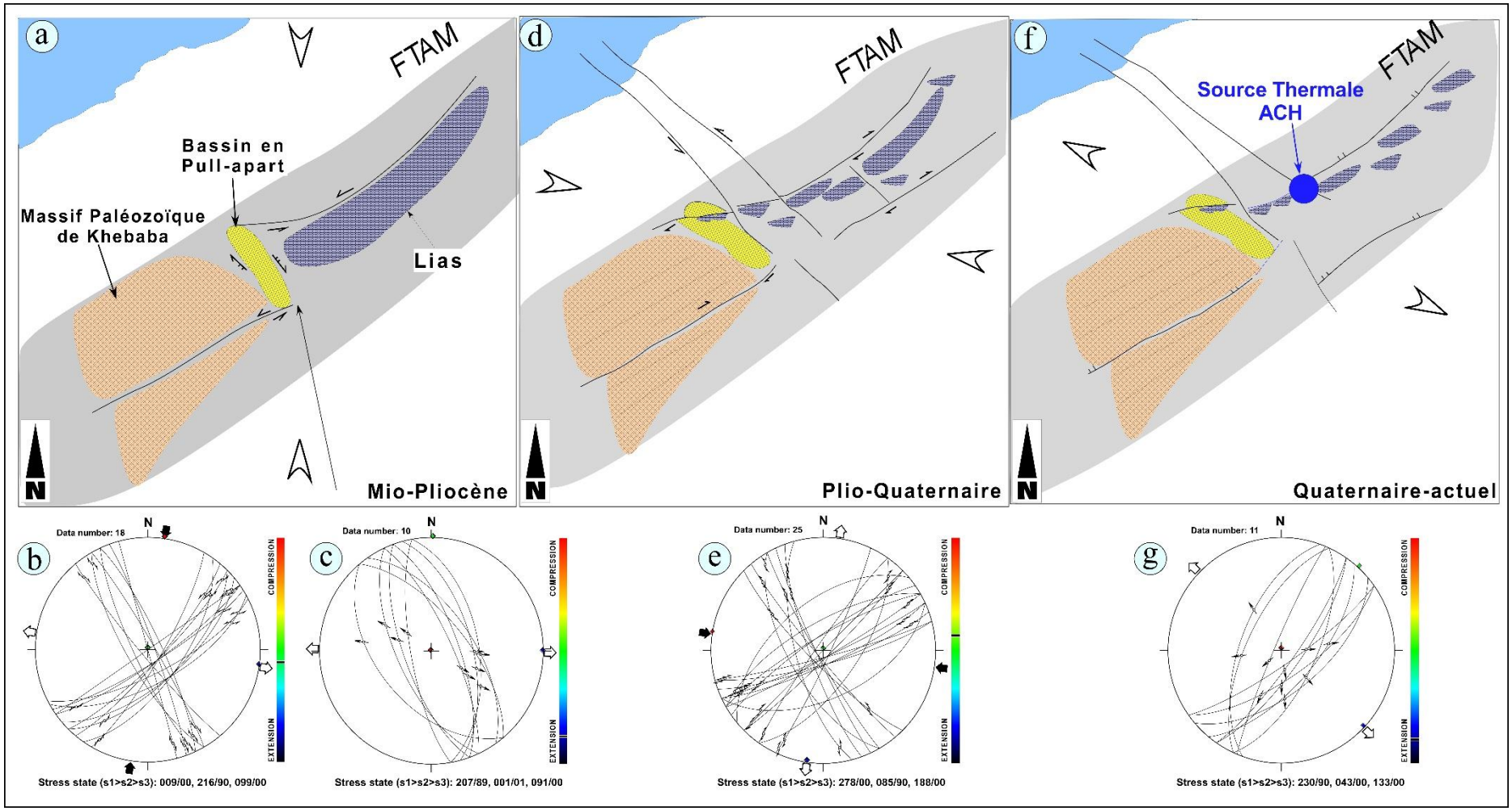

Figure 18 : modèle structural schématique montrant les évènements tectoniques responsables de la mise en place de la source thermale d'Ain Chifa.

II- 2-4- La source thermale d'Ain Hamra

A- Cadre géographique

La source thermale d'Ain Hamra est située dans la zone méridionale du Rif oriental, dans un village portant le même nom à 15 Km environ du centre d'Aknoul (Province de Taza). Cette source, connue pour sa couleur rouge due à la présence d'une forte précipitation d'oxyde de fer, émerge au pied de Jbel Kouiene (X=633389, Y=460619, Z=1185).

La région d'Ain El Hamra est caractérisée par un climat tempéré relativement froid en hiver et chaud en été, avec une température moyenne d'environ 17.5°C. Les crêtes de la région sont marquées par des formations gréseuses et calcaires et alignées suivant deux directions : une E-W dominante et l'autre NE-SW. En plus de quelques affluents temporaires qui suivent une direction NE-SW, cette région est traversée par le cours d'eau permanent de l'oued Braret, ayant une direction E-W et à proximité duquel émerge la source thermale d'Ain Hamra.

B- Cadre géologique

La source thermale d'Ain Hamra (Fig. 19) sourde au niveau des unités mésorifaines des nappes de Bou Haddoud et d'Aknoul, également nommées « nappes supérieures ». Ces nappes sont superposées et chacune d'elles est formée par un empilement lithologique comprenant à la base les formations triasiques matérialisées par des dolérites altérées et des argiles rouges évaporitiques constituant un niveau de décollement. Ce niveau triasique soulignant la limite entre les différentes nappes et observable à travers des fenêtres les parsemant, est recouvert par des formations méso-cénozoïques (Crétacé au miocène) déformées et peu métamorphisées (Chalouan et al., 2008). Quant aux formations liasiques, elles comportent essentiellement des bancs calcaires alternant avec d'autres gréseux affleurant au niveau des fenêtres ou sous forme de lambeaux de marbres associés aux formations triasiques le long des grands accidents tectoniques (Fig. 19). Par ailleurs, au niveau de chacune des deux nappes, le Lias est surmonté par des formations marneuses alternant avec des niveaux schisto-gréseux plissés d'âge crétacé (Andrieux. 1971. Leblanc 1979), supportant elles mêmes des marnes blanches et des bancs calcaires de l'Eocène.

Les formations Miocène sont représentées par une importante série marno-calcaires jaunes et de grès qui forment les reliefs du Jbel Kouiene, situé au SW de la source thermale (Leblanc, 1979). Le sommet de cette série est constitué par une formation détritique présentant des passées rouges, et surmontée par un conglomérat lui-même coiffé par une-série détritique d'âge plio-quaternaire.

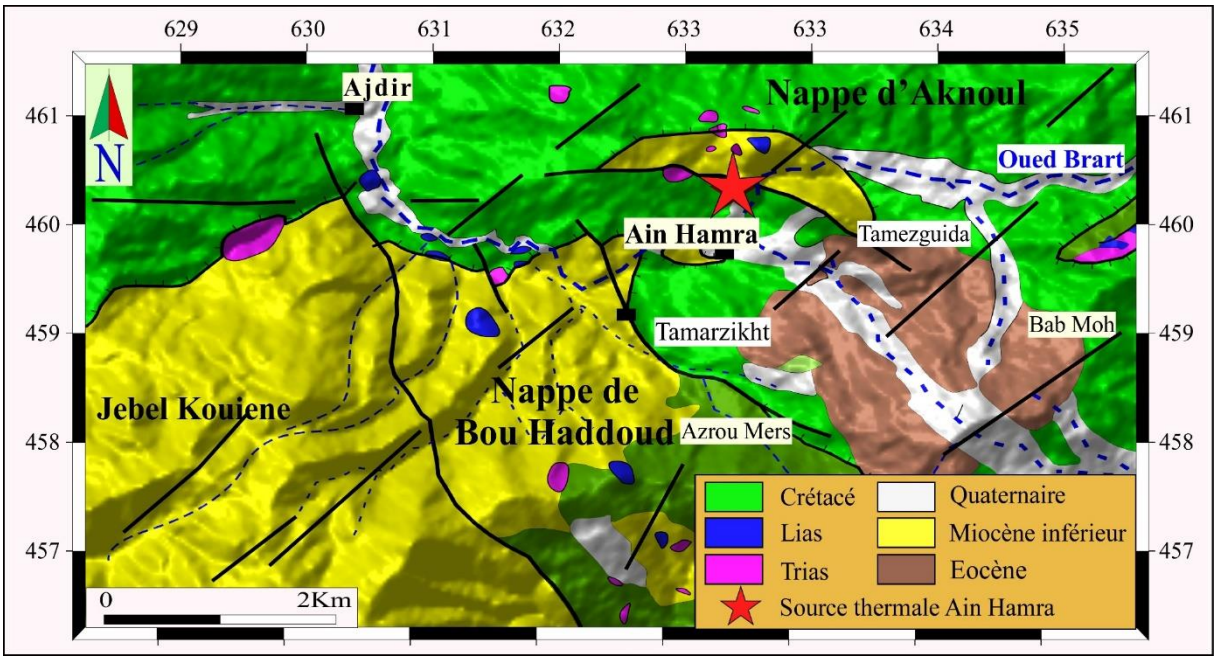

Figure 19: Carte géologique de la zone de résurgence de la source thermale d'Ain Hamra (Modifiée d'après la carte géologique d'Aknoul 1/50000)..

C- Cadre Structural

Les structures tectoniques caractérisant la zone de résurgence d'Ain Hamra, ont été contrôlées par plusieurs phases de déformation :

- La première phase de déformation compressive de direction N-S, correspond à la phase Alpine majeure provoquant l'individualisation des nappes mésorifaines notamment celles de Bou Haddoud et d'Aknoul. Dans la zone d'étude, cette phase a engendré des failles inverses et des chevauchements enracinés de direction E-W. Ces structures sont accompagnées par des plissements synschisteux de taille métrique dont les plans axiaux présentent une direction variant de N80 à N120 à vergence vers le sud (Fig. 20). Ces plis sont bien marqués dans les formations marno-gréseuses du Crétacé au NE de la source thermale d'Ain Hamra.

.

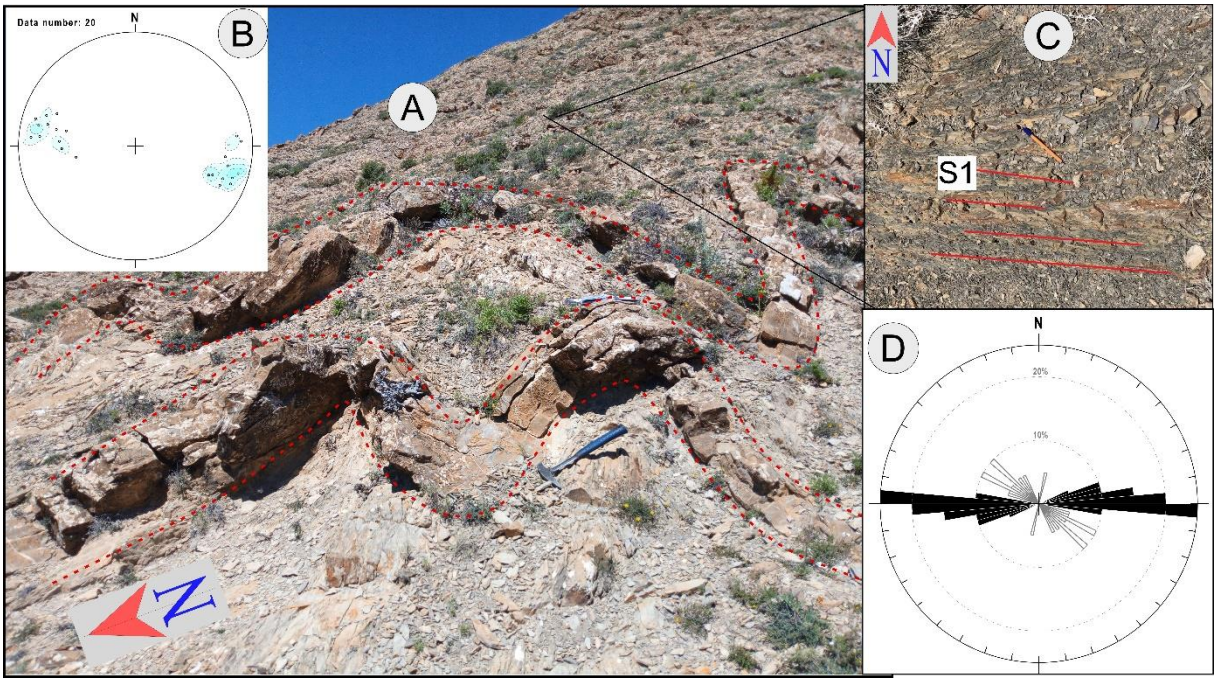

Figure 20: A - Photo montrant des plis à vergence sud associés à une zone de chevauchement et leur stéréogramme (B) ; C- Photo illustrant les plans de schistosité et leur rosace directionnelle (D).

➢ La seconde déformation à caractère cassant génère des structures en relation avec la résurgence d'Ain Hamra. Cette phase serait responsable du fonctionnement des accidents NE-SW du couloir MFSO en relation directe avec la résurgence d'Ain Hamra. L'analyse tectonique entreprise sur les miroirs des failles montre que ces dernières se seraient activées dans un régime compressif (σ1=N2, 00° ; σ2=N181, 90° et σ3=N272, 00°), provoquant des failles cisaillantes à jeu senestre et à composante normale de direction moyenne N50 (Fig. 21 A et B), ainsi que leurs conjuguées dextres de direction N120. Par ailleurs, cette phase est également accompagnée par des fentes de tension en échelon et des diaclases à remplissage de calcite et d'oxydes de fer (Fig. 21 C et D). Notons que, les miroirs de ces failles sont marqués par une couleur rougeâtre en relation avec les dépôts des oxydes de fer particulièrement abondants à proximité de la source thermale (Fig. 21 A). Cela témoigne que cette famille de structures de direction NE-SW agissent comme des conduits des eaux thermales, facilitant ainsi leur circulation.

Cette même phase génère des failles normales responsables d'un jeu extensif de direction E-W ayant engendré des structures en graben de direction N-S (Fig. 21 E).

Le traitement numérique de ce système de failles permet de déterminer l'état du climat de contrainte suivant : σ3=N88, σ2=N182 et σ1=N243 (Fig. 21 F). Cette phase tectonique

extensive, généralisée dans la partie septentrionale du Rif oriental, contribuerait à l'installation des bassins sédimentaires néogènes (Poujol 2014; Azdimousssa et al., 2006).

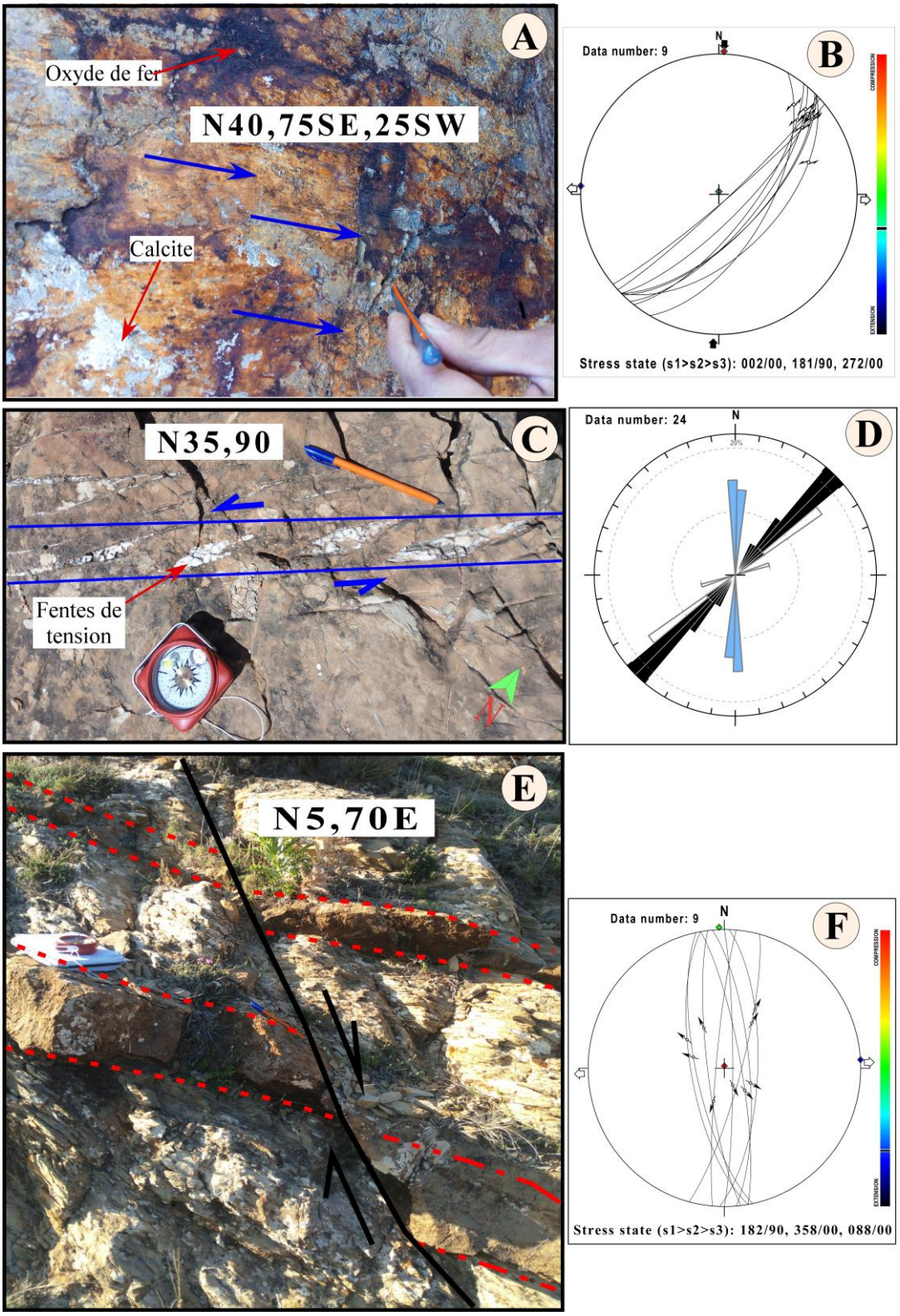

Figure 21: A : Photo montrant des plans de failles NE-SW à jeu senestre et affectés d'une altération hydrothermale et leur stéréogramme (B) ; C- Fentes de tensions en échellons à remplissage calcique et leur rosace directionnelle (D). E- Failles normales développées par la deuxième phase de déformation, et leurs stéréogrammes (F)

➢ La dernière phase de déformation cassante, est responsable de la conversion des accidents E-W à NW-SE à jeu senestre, développés par la phase précédente, en cisaillements à jeu dextre recoupant toutes les structures antérieures (fentes, diaclases, failles…), témoignant ainsi de leur caractère récent.

L'ensemble des données structurales relevées dans la zone de résurgence de Ain Hamra, ont permis de mettre en évidence l'existence d'une relation étroite entre les différentes structures tectoniques et leur impact sur la mise en place de cette source thermale. En effet, ces eaux chaudes émergent au niveau de l'intersection des accidents NE-SW, à jeu senestre et à composante normale, et ceux E-W à NW-SE, à jeu décro-chevauchant.

II- 2-5- La source thermale de Hajra Safra

A- Cadre géographique

La source thermale de Hajra Safra (X= 635957m, Y= 430107m, Z= 870m) est située à environ 5 km au sud du village Bab Tarmast (province de Taza), à proximité de la route provinciale reliant Taza à Aknoul.

La nomination « Roche Jaune » en arabe attribuée à cette source, est en relation avec la couleur jaunâtre des formations marneuses affleurant au voisinage de cette résurgence. Quant à la couleur noirâtre des eaux de cette source gazeuse, correspondent aux dépôts des oxydes mêlés avec la matière organique.

La topographie de la région est montagneuse dont les crêtes sont orientées suivant deux directions principales E-W et NE-SW avec des altitudes d'environ 900m. Cette région est caractérisée par un climat relativement froid en hiver et assez chaud en été avec une précipitation moyenne annuelle de 392mm et une température d'environ de 16°C.

B- Cadre géologique

La source thermale de Hajra Safra sourde niveau d'un contact anormal entre les formations de la nappe de Bou Haddoud et celle d'Aknoul (Fig.22). Ces nappes attribuées aux unités mésorifaines, sont soulignées à leur base par des formations triasiques correspondant à des plans de décollement matérialisés par des écailles d'argiles rouges évaporitiques, des blocs basaltiques très altérés et des lambeaux de calcaires liasiques. Les évaporites comportent entre autres, des formations gypseuses et anhydritiques exploitées au niveau de certaines carrières sises au voisinage de cette source (Fig.22).

Dans cette région, à l'instar de la zone de résurgence d'Ain Hamra, affleurent des formations marneuses et pélitiques noires montrant des niveaux schisto-gréseux d'âge Crétacé inférieur à moyen (Andrieux. 1971. Leblanc 1979). Ces formations sont surmontées par une épaisse série de marnes jaunes attribuée à l'Eocène. Les formations du Néogène affleurant au sud de la source sont constituées essentiellement par des marnes alternant avec des bancs calcaires. L'ensemble est recouvert par une série détritique d'âge plio-quaternaire.

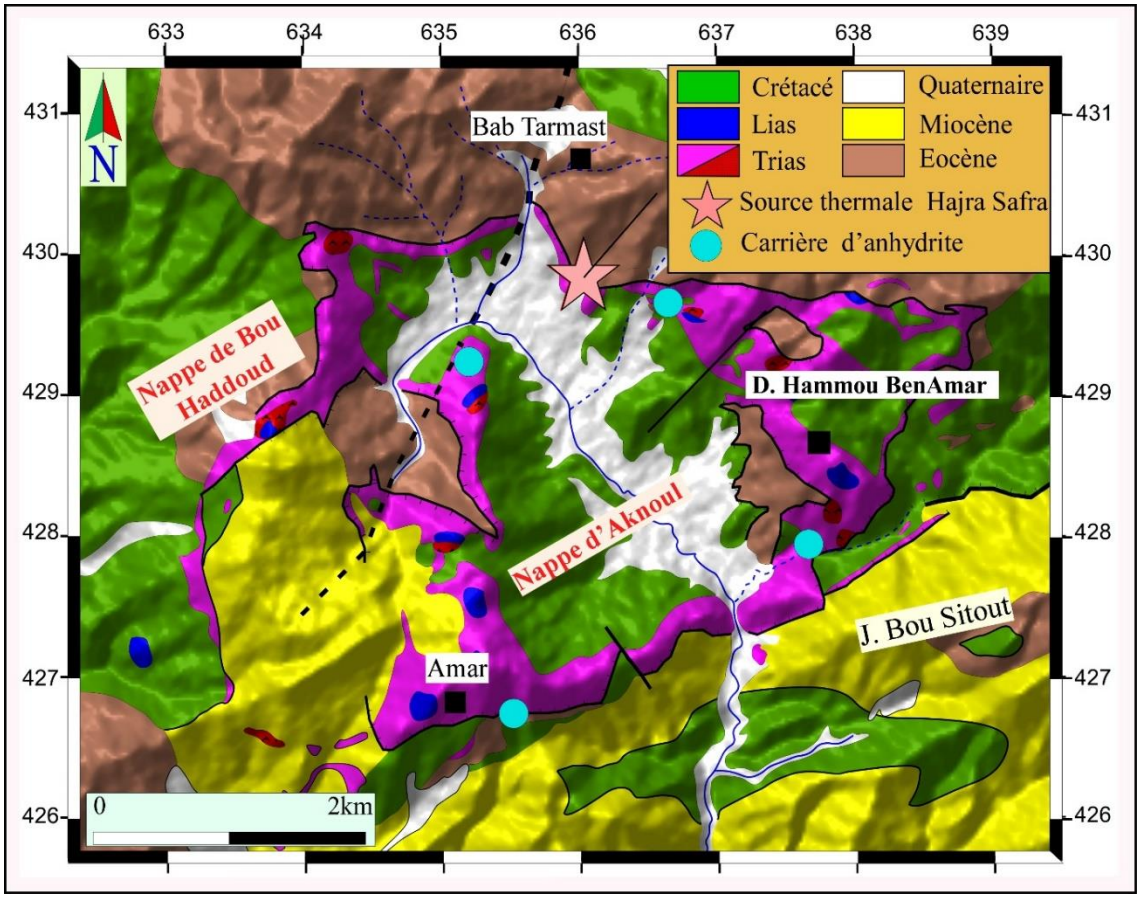

Figure 22: : Carte géologique montrant la position de la source thermale de El Hajra Safra. (Modifiée d'après la carte géologique d'Ain BouKellal-Msoun 1/50000).

C- Cadre structural

La cartographie détaillée des linéaments géologiques de la région de Hajra Safra, réalisée par extraction semi-automatique à partir d'images satellitaires, révèle l'existence d'un réseau de linéaments traversant cette zone (Fig.23). La majorité de ces linéaments détectés par ce procédé informatique coïncide avec les accidents géologiquement cartographiés dans la région, ce qui confirme la validité de cette approche. L'analyse de ces linéaments montre que les plus fortes densités obtenues sont orientées E-W, NE-SW, N-S et NW-SE (Fig.23A), avec la prédominance de la première direction (Figure 23B). Les observations de terrain attestent que les linéaments

E-W correspondent aux structures chevauchantes, alors que les autres orientations correspondent aux structures cassantes.

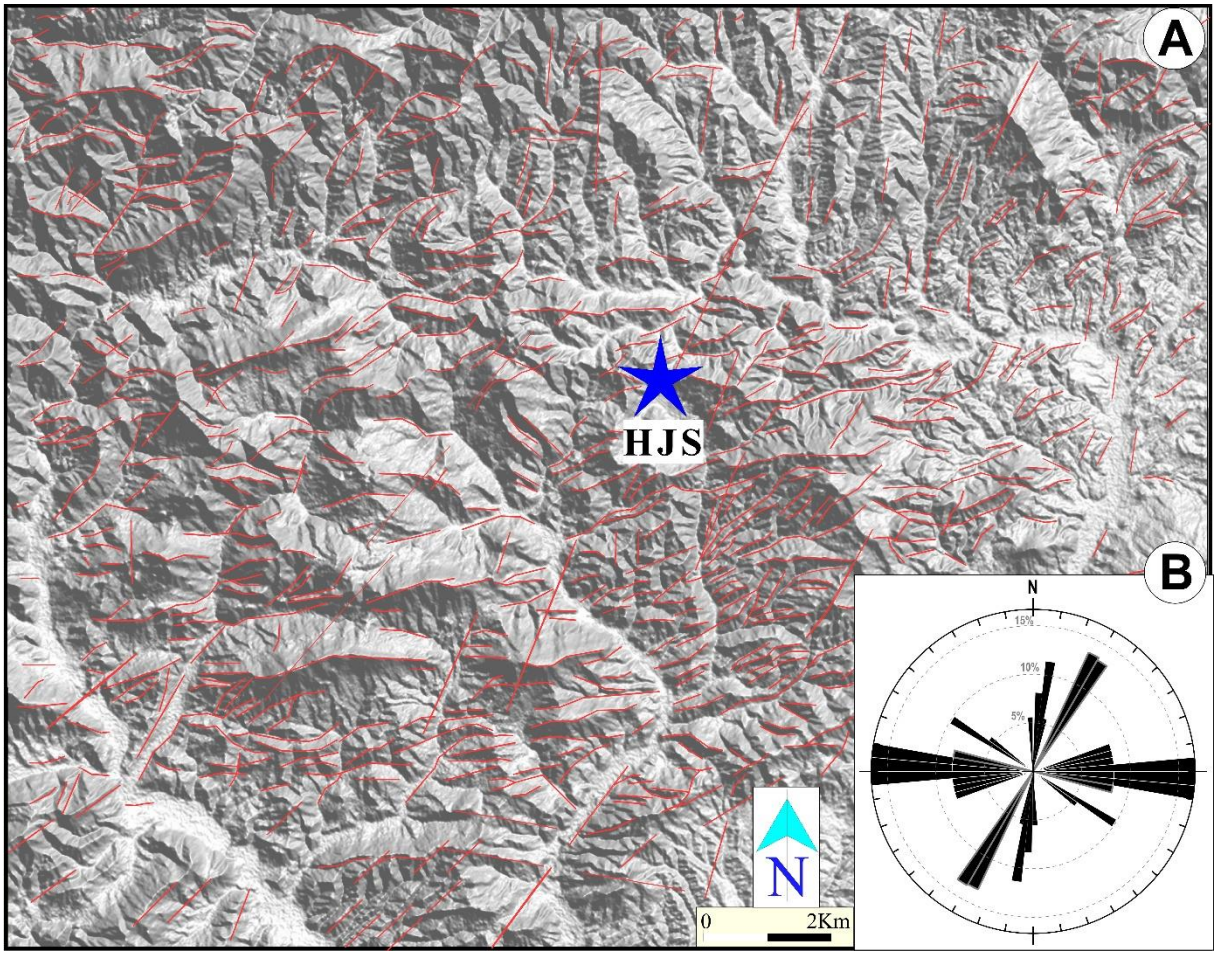

Figure 23 : Carte des linéaments extraits à partir des images satellitaires de la région de Hajra Safra.

Les analyses des linéaments combinées aux résultats de traitement des mesures récoltées sur le terrain, a permis d'élaborer le scénario relatif à la succession des évènements tectoniques ainsi que l'architecture structurale ayant contrôlé la mise en place de la source thermale de Hajra Safra :

- Une première déformation compressive subméridienne dont l'état de contraintes est orienté (σ1=N9, 00°, σ2=N216, 90° et (σ3=N99, 00°) (Fig. 24C), a engendré des chevauchements de puissance métrique à décamétrique généralement orientés N080 à N120 (Fig. 24A). Ces chevauchements associés à des plis de taille métrique à vergence sud (Fig. 24B), soulignent la base des nappes d'Aknoul et Bouhdoud et constituent les structures les plus évidentes dans ce secteur.

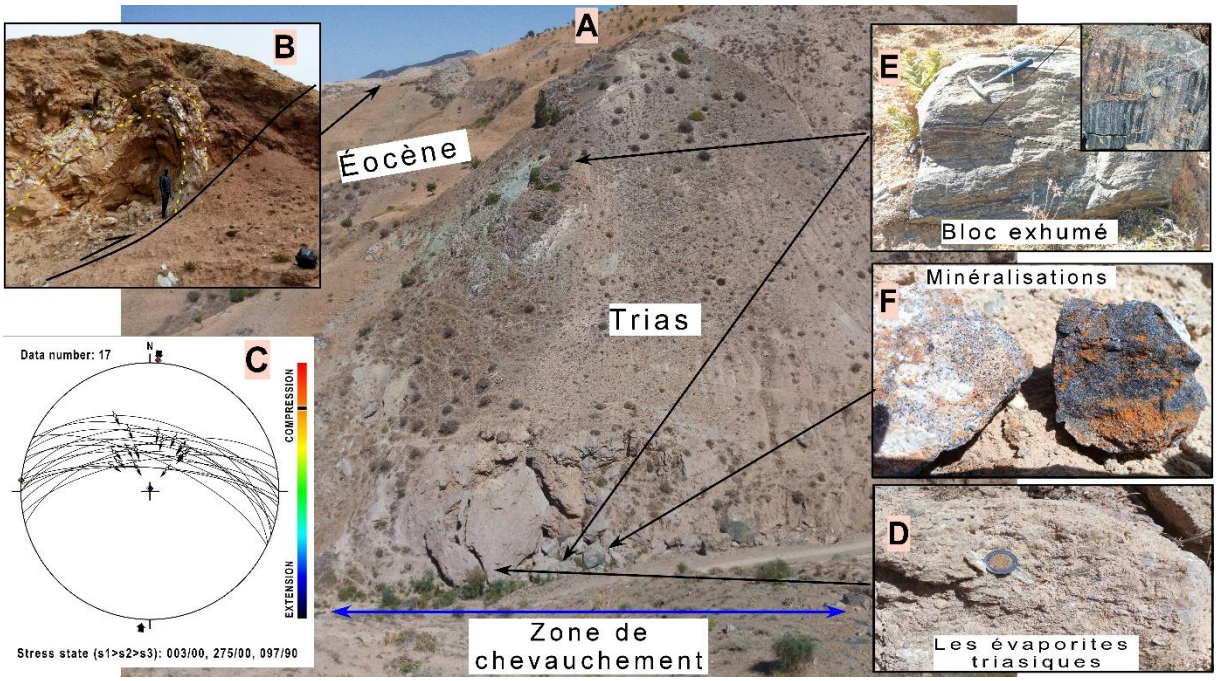

Figure 24: Photo montrant des chevauchements à proximité de la source thermale (A et B), et leur stéréogramme (C). Affleurement des formations évaporitiques triasiques (D), des blocs de roches métamorphiques exhumées (E) ainsi que des minéralisations (F).

- La seconde phase de déformation, correspond à une phase compressive cassante orientée N-S dont l'état de contraintes est orienté (σ1=N173/00°, σ2= N263/90° et σ3= N83/00°) (Fig. 25A). Cette phase a engendré un réseau d'accidents décrochant de direction N20-N50 à jeu senestre, ainsi que leurs conjuguées N120-150 à jeu dextre. Par ailleurs, il convient de noter que le secteur d'El Hajra Safra est localisé hors du couloir de cisaillement de la faille MFSO (Fig. 8). Par conséquence, les accidents NE-SW pourraient être des branches annexées de ce couloir vue sa proximité. Le fonctionnement tardif de ces derniers, engendre des perturbations et des décalages des structures chevauchantes de la phase précédente (Fig. 22 et 23).

- La troisième phase de déformation dont l'état de contraintes est orienté (σ1=N187/90; σ2=N004/00 et σ3=N094/00) (Fig. 25B), est exprimée par des failles normales N-S à NE-SW. Cette phase distensive est matérialisée par une composante normale, bien marquée, sur les miroirs des failles. Ces structures à caractère extensif ont été interprétées comme des mouvements tardifs post-nappes ayant affecté le Rif externe (Leblanc, 1979). Les failles N-S sont considérées comme des branches prolongeant vers le sud les accidents du couloir d'effondrement d'El Hoceima (Asebry et al. 1993 ; Poujol et al. 2014).

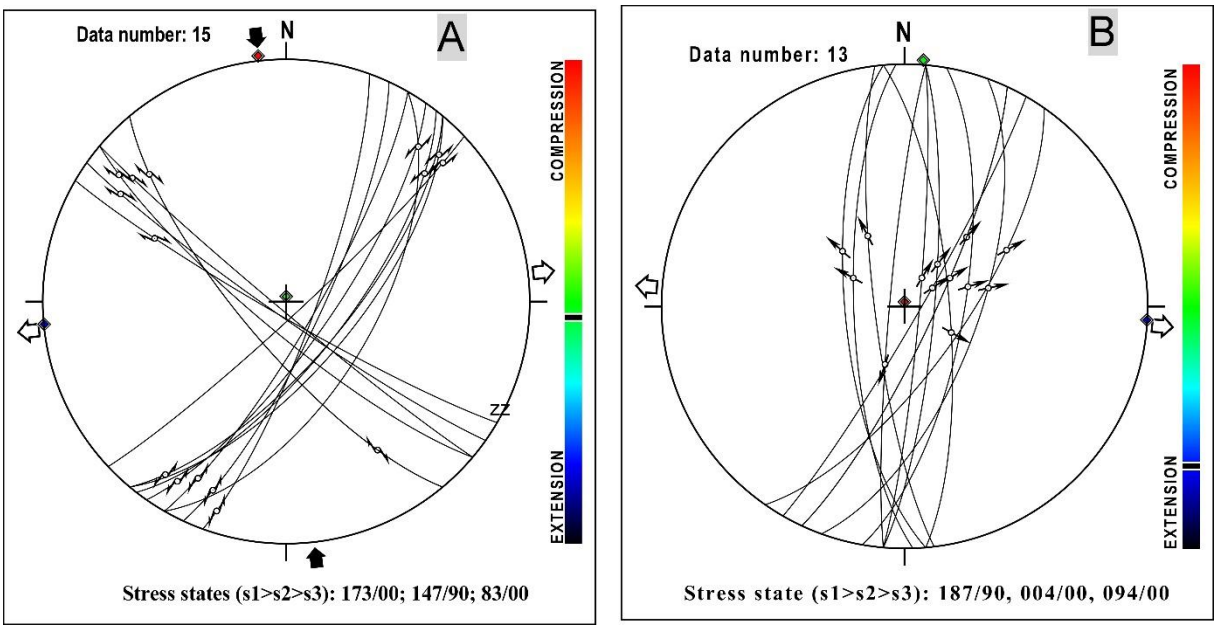

Figure 25: Représentation stéréographique des résultats du traitement numérique des données structurales : A) Pour les décrochements et B) Pour les failles normales.

Les investigations structurales mettent en évidence une relation intime entre les différentes structures tectoniques précédemment mentionnées et la résurgence thermale de Hajra Safra. Ces résultats révèlent que cette source émerge au niveau d'un nœud tectonique d'un point triple entre les chevauchements E-W, les décrochements NE-SW et les failles normales N-S à NE-SW. Au niveau de ce nœud tectonique, nous identifions pour la première fois la présence des blocs des roches métamorphiques d'aspect gneissique (Fig. 24E), probablement d'origine profonde, exhumés avec les formations triasiques qui scellent les plans de chevauchement (Fig. 24A). Ces blocs, exhumés à la faveur de ce système d'accidents, sont comparables à ceux signalés dans la région de Moulay Yacoub (Lakhdar et al. 2006, 2007 ; sabri et al. 2019).

Par ailleurs, la présence des minéralisations fortement oxydées au niveau de ce nœud tectonique témoigne d'une circulation hydrothermale manifestée au niveau de cette zone (Fig. 24F).

II- 2-6- La source thermale de Moulay Yacoub

A- Cadre géographique

La source thermale de Moulay Yacoub est localisée à 25Km de la ville de Fès, au sein du village du même nom ; ses coordonnées Lambert sont : X= 519.765 et Y=387.850 Z=530. Cette source est aménagée en station hydrothermale, faisant d'elle la plus célèbre et connue en son genre au Maroc.

La région de Moulay Yacoub est caractérisée par un relief accidenté, formé essentiellement par des collines avec des altitudes d'environ 500 m. Leurs crêtes sont orientées selon deux directions principales NE-SW et E-W (Fig.26). Ces collines sont encadrées par la plaine de Saïs au Sud, les reliefs du Prérif au Nord et les Rides Sud Rifaines à l'Est et à l'Ouest. Le réseau hydrographique de la région est marqué par des oueds à écoulement le plus souvent temporaire, orientés principalement suivant trois directions préférentielles NE-SW, E-W et NW-SE à N-S. Le climat de la zone est continental à semi-aride, très chaud et sec en été mais froid et humide en hiver. Les températures moyennes sont comprises entre 5°C et 42°C avec une pluviométrie annuelle de l'ordre de 650 mm/an.

B- Cadre géologique

Le front de cisaillement sud rifain, correspond à une semelle de décollement des nappes de charriage sud rifaines sur le domaine meseto-atlasique (Morley, 1992; Tejera & Duee, 2003). Il est doté d'une anomalie géothermique (> 35°C/km) (Fig.6); (Zarhloul et al., 2004 ; Barkaoui et al. 2015) et matérialisé par de nombreuses résurgences hydrothermales alignées E-W témoignant ainsi de son activité tectonique récente (Rimi et al. 1998, 2008 ; Lakhdar et al., 2006, 2007 ; Tassi et al., 2006 ; Sabri et al., 2019). Parmi ces résurgences, celle de Moulay Yacoub a été choisie dans ce travail pour sa position structurale sur le prolongement Sud de l'accident majeur MFSO et son alignement NE-SW en continuité avec les sources précédentes (Fig. 8). Les travaux de Lakhdar et al., (2006) et de Sabri et al., (2019) ont montré que l'exutoire de cette source thermale est positionné à l'intersection de deux accidents NE-SW et E-W.

La résurgence thermale de My Yacoub sourde au niveau du front de chevauchement sud-rifain (Fig.26) au sein d'une épaisse série marneuse du Miocène supérieur (Lakhdar et al., 2006, 2007; Sabri et al., 2019) chevauchée par une série argileuse évaporitique triasique, elle-même surmontée par une épaisse série marno-calcaire du Miocène inférieur. Des blocs métriques à décamétriques exhumés du socle paléozoïque et mésozoïque ont été signalé pour la première fois au voisinage de cette source (Lakhdar et al., 2006, 2007 et Sabri, 2019). Ces extrusions, de nature magmatique et méta-sédimentaires (Sabri et al, 2019), sont comparables à ceux exhumés dans le Mésorif le long de l'accident majeur MFSO et semblent indiquer la continuité de cet accident vers le SW (Fig.9).

En effet, la région de My Yacoub est matérialisée par une dominance des formations marneuses néogènes à caractère imperméable. Cependant, la présence en surface des blocs exhumés attribués au Paléozoïque ou au Lias, pourrait constituer un indice sur 1'existence d'un ou

plusieurs réservoirs hydrothermaux potentiels sous cette couverture marneuse imperméable (Lakhdar, et al. 2007 ; Sabri et al, 20019).

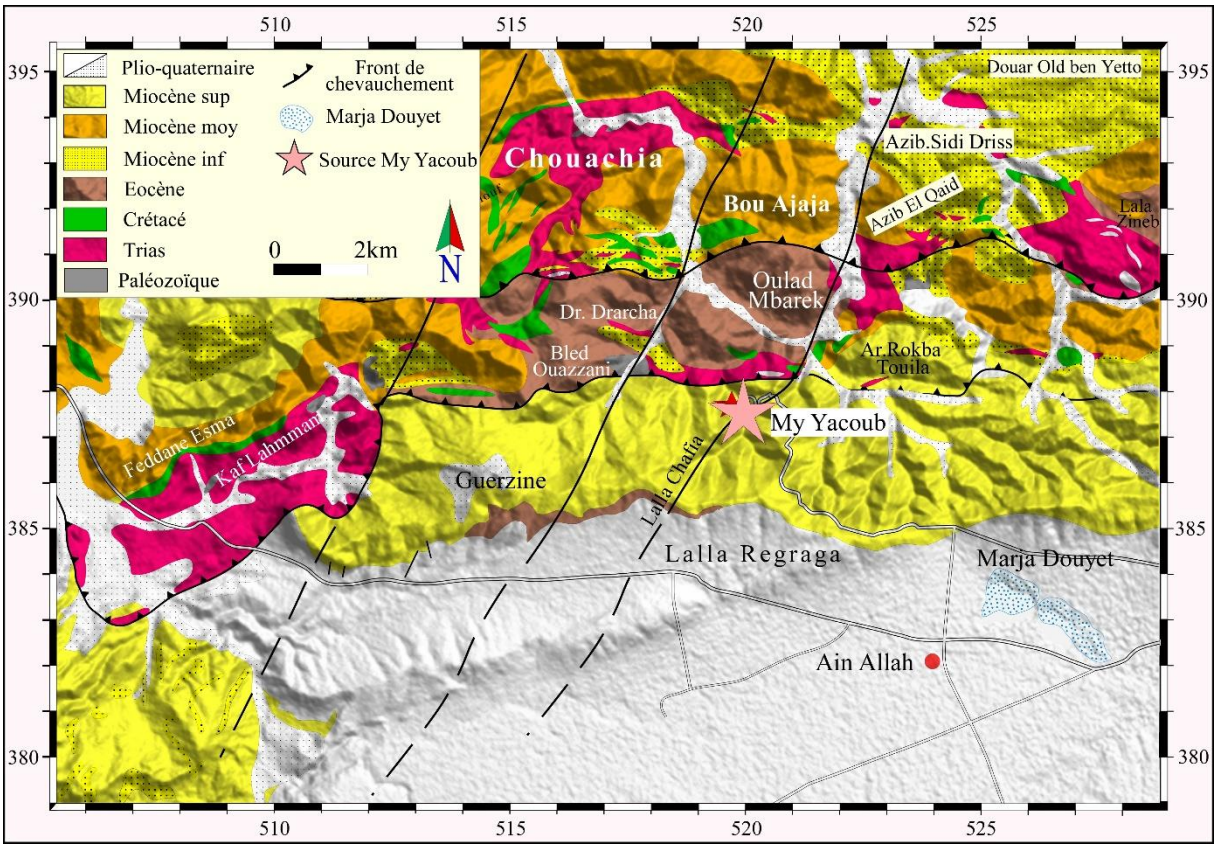

Figure 26: Carte géologique de la zone d'émergence de la source thermominérale de Moulay Yacoub (Modifiée d'après Lakhdar et al., 2006).

C- Cadre structural

Le système hydrothermal de My Yacoub constitue un site exceptionnel et clé, puisqu'il est implanté dans une zone de transition entre deux domaines distingués de point de vue géologique et structurale représentés par le domaine rifain au nord et meseto-atlasique au sud. Cette résurgence constitue un laboratoire naturel pour comprendre l'impact de la déformation tectonique sur le mode de mise en place de ce système hydrothermal.

L'analyse des images satellitaires atteste que ce secteur est parcouru par deux linéaments majeurs E-W et NE-SW ayant contribué à la structuration de sa morphologie actuelle (Fig.27). Les études structurales et tectoniques réalisées au voisinage de la source thermale de My Yacoub ont permis d'identifier deux types de déformations enregistrées dans ce secteur.

Au nord, les formations prérifaines marno-calcaires de l'Eocène ont été affectées par plusieurs branches de chevauchement de puissance métrique à décamétrique. Les plans de ces chevauchements généralement de direction E-W, sont parfois marqués par des formations argileuses triasiques et crétacées. Ces dernières constituent la semelle de glissement de ces

structures chevauchantes (Lakhdar et al. 2006, 2007 ; Sabri et al. 2019). De plus, sur le terrain les formations marno-calcaires près des plans de chevauchement ont été affectées par des failles inverses et des plis d'entrainement synschisteux dont les axes sont orientés N80 à N120, indiquant un charriage vers le Sud. La structure anticlinale observée dans les formations marneuses du Néogène, a été interprétée comme étant liée au fonctionnement d'un chevauchement aveugle sous la couverture néogène (Lakhdar et al. 2007 ; Sabri et al. 2019).

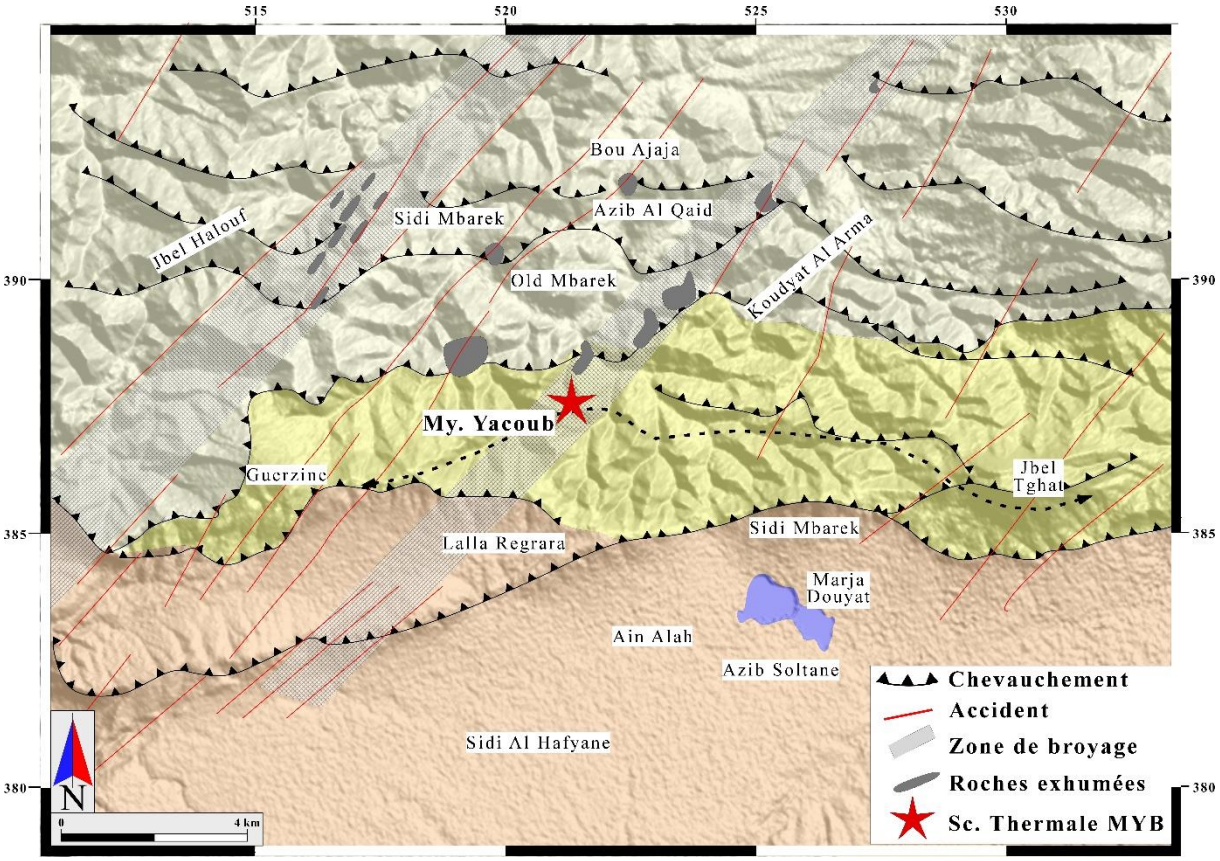

Figure 27: Carte structurale de la région de Moulay Yacoub modifiée d'après (Lakhdar et al., 2006 et 2007 ; Sabri et al.2019).

Les résultats de tri et de traitement informatique des mesures structurales récoltées sur le terrain, donnent un paléochamp de contraintes compressives orientées N-S, matérialisé par : σ1=N04, 00° ; σ2=N274, 00° et σ3=N97, 90° (Fig.28A). Cette compression est compatible à la phase alpine majeure de la chaine rifaine, datant probablement du Pliocène (Lakhdar et al. 2007 ; Sabri et al. 2019).

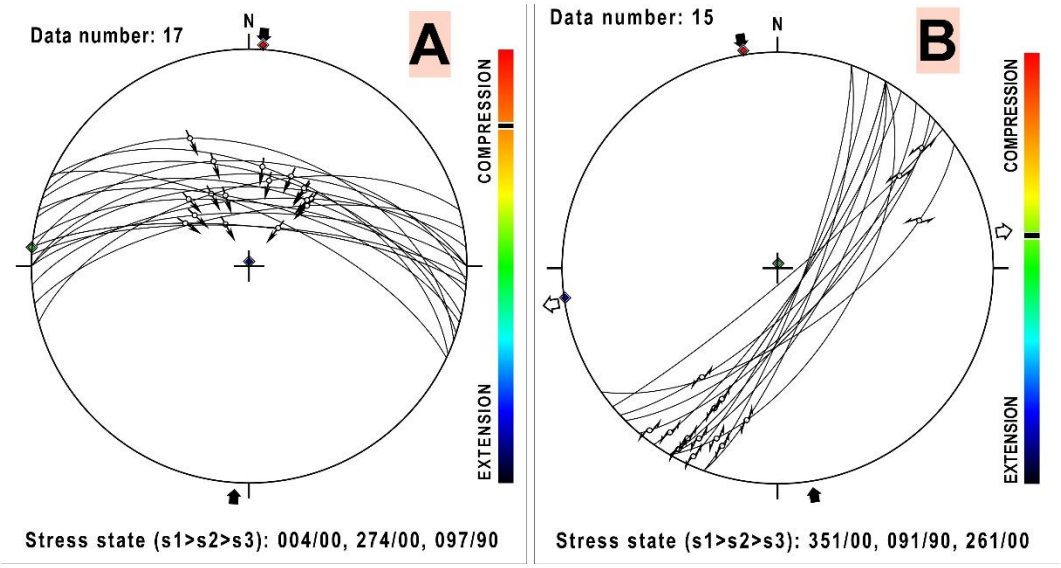

Figure 28: résultats de traitement des mesures structurales du secteur de My. Yacoub. A : Stéréogramme des chevauchements ; B stéréogramme des accidents NE-SW senestres.

Dans ce secteur, les chevauchements alpins de direction E-W sont les structures les plus dominantes. Cependant, ce dispositif structural est perturbé par une tectonique cassante, matérialisée par un couloir accidenté cisaillant orienté NE-SW (Fig.27). En effet, ce couloir de cisaillement correspond à la branche sud de l'accident majeur de MFSO. Cet accident est souligné par des écailles tectoniques triasiques et par des extrusions des blocs exhumés du socle paléozoïque et jurassique. Ces écailles sont généralement localisées au niveau des nœuds d'intersection entre les accidents NE-SW et les chevauchements E-W (Fig.27).

Au niveau du couloir de l'accident MFSO apparaissent des miroirs de failles striés de direction N30-50 à pendage sub-vertical et un pitch de 10-40° N. Les failles porteuses de ces miroirs montrent un jeu apparent décrochant senestre à composante normale. Ce jeu est également identifié par les décalages senestres tardi-orogéniques alpins des fronts de chevauchements E-W bien marqués dans ce secteur (Pujol et al., 2015 ; Bargach et al.,2014) (Fig. 27). L'analyse et le traitement numérique des mesures microtectoniques relevées sur les miroirs de ces failles décrochantes, montre que ces dernières se sont activées dans un régime transtensif, dont l'état de contraintes orientées est (σ1=N351, 00°), (σ2=N091, 90°) et (σ3=N261, 00°) (Fig. 28B).

II- 2-7- La source thermale d'Oulmès

A- Cadre géographique

La source thermale d'Oulmès nommée également Lalla Haya, est située à 5 Km au SW de la ville d'Oulmès. Elle sourde sur la rive gauche d'Oued Boulhmayl au SW du village de Tarmilat selon les coordonnées Lambert suivantes : X = 432.568 ; Y= 309.887 (Fig.29). Les eaux

thermo-minérales de cette source sont exploitées et commercialisées par la société « les Eaux Minérales d'Oulmès ».

La topographie de la région est matérialisée par un relief varié, dominé par des zones plates principalement granitiques entrecoupées par des collines et vallées fortement creusées dans des schistes paléozoïques. La région d'Oulmès est caractérisée par un climat continental, avec un hiver froid et un été chaud. La moyenne annuelle de la pluviométrie atteint 650 mm, tandis que celle de la température est comprise entre 6° en hiver et 39°en été.

B- Cadre géologique

Le Massif Hercynien Central marocain constitue le plus vaste affleurement paléozoïque du domaine mesetien (Fig.29A) (Piqué, 1979 ; Lagarde, 1985 ; Hoepffner et al. 2005, Michard et al., 2010, Ntarmouchant et al, 2016 ; Smaili et al., 2023). Ses affleurements paléozoïques sont intensément déformés, métamorphisés et granitisés (Oulmès, Zaër, Ment) par l'orogenèse hercynienne ayant engendré une succession d'anticlinoriums et synclynoriums orientés NE-SW et séparés par des méga-failles (Michard, 1976; Piqué, 1979; Belfoul et al., 1988 ; Bouabdelli, 1996 ; Tahiri et al., 1989; Oubbih, 1991 ; Rahhou, 1996).

Au sein de ces affleurements cristallophylliens, la source thermale d'Oulmès (Fig.29B), jaillit dans le granite d'Oulmès situé au nord de l'anticlinorium de Khouribga–Oulmès. L'encaissant granitique est constitué essentiellement par une série gréso-pélitique allant de l'Ordovicien au Carbonifère, (Termier et al., 1950 ; Boutaleb, 1988 ; Diot et al., 1987). L'Ordovicien est constitué par des dépôts détritiques silicoclastiques tandis que le Silurien montre une grande homogénéité de faciès avec relativement une dominance argileuse. Les formations dévoniennes, qui affleurent au Nord de l'anticlinorium de Khouribga-Oulmès, comportent des pélites et des grauwackes alternant avec des passées calcaires et gréseuses recouvertes par des calcaires massifs auxquels succèdent des grès durs et des calcaires récifaux. L'ensemble est coiffé par les formations du Dévonien terminal constitué par une alternance de bancs calcaires et des pélites renfermant de petits cristaux de pyrite. Les terrains du Carbonifère sont représentés essentiellement par des formations viséennes composées de calcaires gréseux et conglomératiques, de pélites, de calcaires bioclastiques et des barres de quartzites. Cependant, le pluton granitique d'Oulmès, de nature calco-alcaline (Diot et al. 1987), affleure sous forme d'une ellipse allongée suivant une direction NE-SW. Les résultats géochronologiques obtenus à l'aide des méthodes (K/Ar, Rb/Sr et U/Pb) révèlent un âge allant de 296 ± 3 à 308 ± 8 Ma, attribué au Carbonifère supérieur (Choubert et al., 1965, Mrini et al., 1992, Baudin et al., 2001).

Ce massif granitique présente une diversité de faciès, dont les plus importants sont : i) un faciès dominant à deux micas à grain moyen au sein duquel sourde la source thermale d'Oulmès; ii) un faciès à grain fin riche en mica; iii) un faciès à muscovite qui recoupe les faciès précédents (Termier et al., 1950 ; Ait Omar 1986, Diot et al. 1987; Tahiri et al, 2007). Ce secteur est également marqué par des laves basaltiques de nature alcaline sous-saturées en silice, affleurant au SE du massif granitique d'Oulmès. Ces roches datent du Plio-Quaternaire, qui s'échelonne entre 2.8Ma et 0.31Ma (Rachidi. 1983, Tahiri et al,2007).

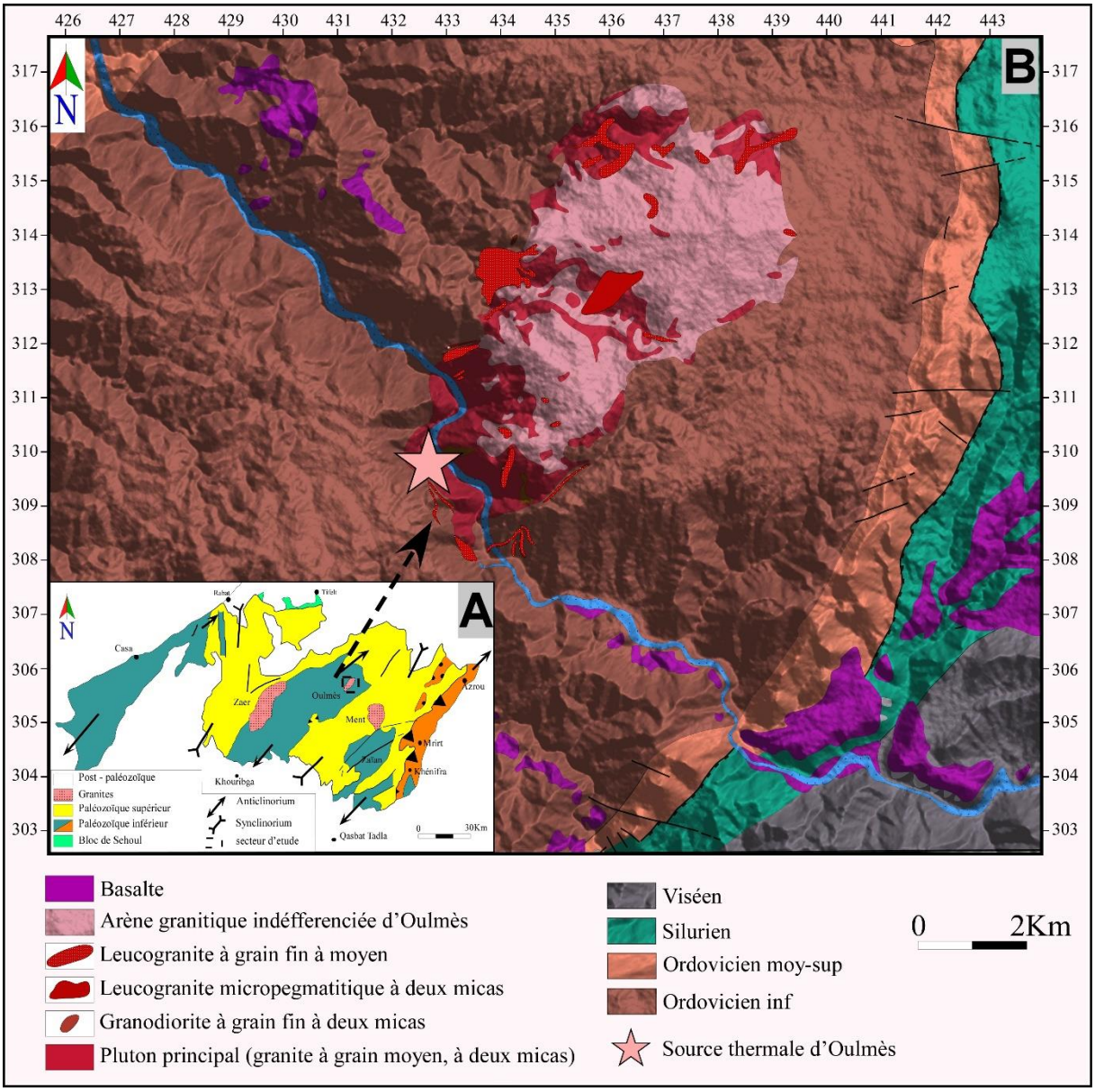

Figure 29 : Carte géologique de la zone de résurgence de la source thermale d'Oulmès (Modifiée d'après la carte géologique d'Oulmès 1/50000)..

C- Cadre structural

De point de vue structural, la région d'Oulmès est située à l'extrémité méridionale de l'accident majeur de MFSO. L'évolution géologique montre que cette région a subi une déformation polyphasée depuis l'orogenèse hercynienne jusqu'à l'actuel (Hoepffner et al. 2006, Michard et al., 2010 et 2023). La superposition de ces différentes phases de déformation à caractère ductile et cassant rend l'organisation structurale de ce terrain très complexe. Dans ce qui suit sera évoquée la déformation cassante générée par les mouvements des failles héritées du socle hercynien ayant rejoué au cours du cycle alpin. Ces accidents ont probablement joué un rôle important dans la mise ne place de la résurgence de la source thermale d'Oulmès.

L'analyse structurale des structures cassantes sur le terrain, ainsi que la cartographie des linéaments géologiques extraits semi-automatiquement à partir des images satellitaires de ce secteur, ont permis d'aboutir à l'existence des failles majeures à extension régionale et d'autres à extension réduite orientées suivant des directions diverses parcourant cette zone (Fig. 30A). Ainsi, trois familles directionnelles majeures peuvent être distinguées (Fig. 30B).

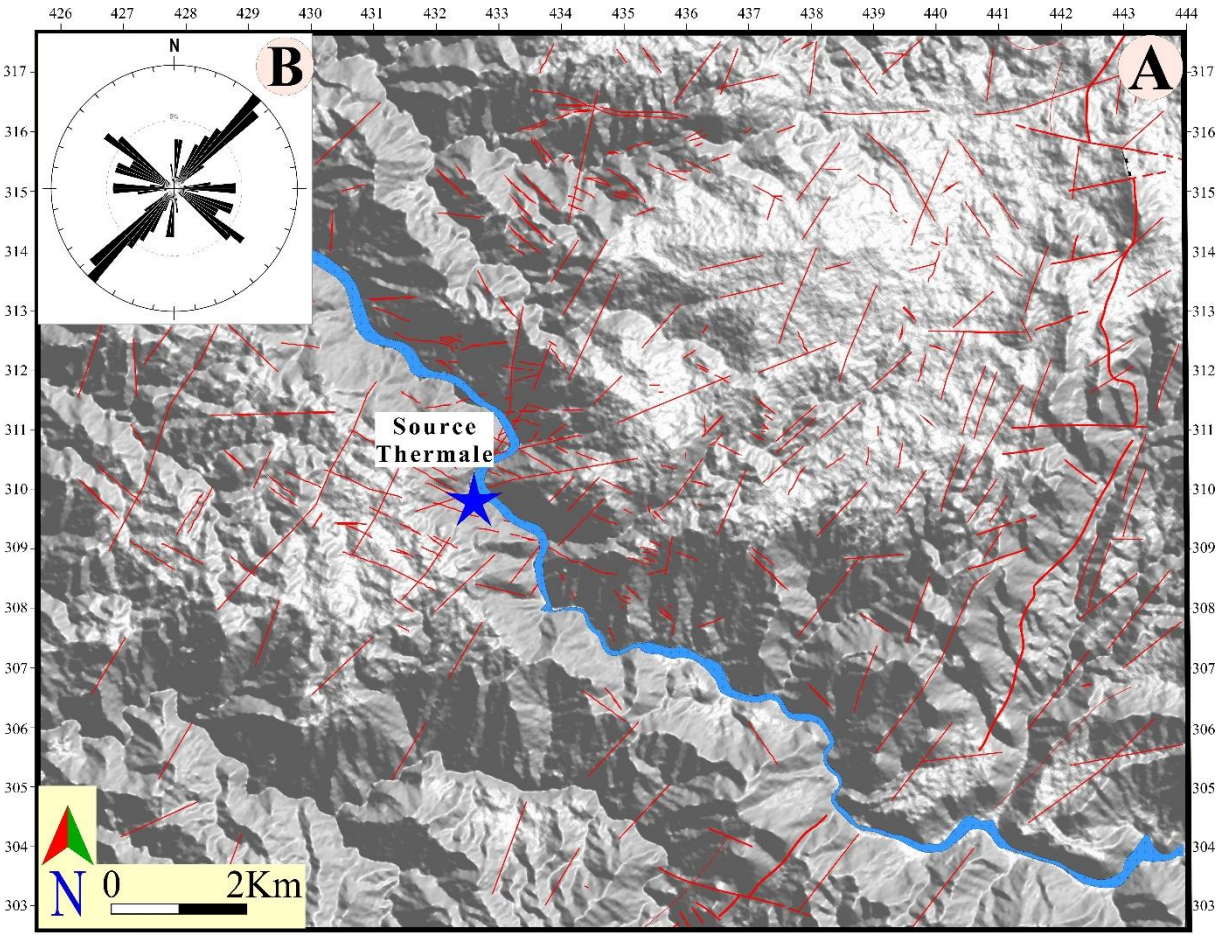

Figure 30: Carte des linéaments extraits à partir des images satellitaires de la région d'Oulmès.

- **Les accidents majeurs NE-SW** sont les plus dominants formant des couloirs de cisaillements régionaux d'extension kilométrique. Ce réseau de failles est attribué à l'extrémité méridionale de la MFSO (Fig.8). Les marqueurs tectoniques enregistrés dans ce couloir, tels que les recoupements, les crochons de failles et les stries, attestent de la présence des structures à jeux multiples dont les plus dominantes sont celles décrochantes senestres à composantes normales (Fig. 31). Ce couloir de failles englobe un matériel intensément broyé et bréchifié mêlé à des filons de silice et d'oxydes de fer.
- **Les failles conjuguées de direction NW-SE à E-W** sont également abondantes, surtout dans la partie Est de la source et montrent un jeu dextre contemporain aux accidents précédents.
- **Les structures de direction N-S,** peu fréquentes dans ce secteur, sont très localisées et apparaissent dans la partie septentrionale de ce secteur. Ces accidents participent ainsi à l'architecture structurale de la zone d'étude par le développement des ouvertures en failles normales et en fentes de tension N-S.

Le tri et le traitement numérique des mesures microtectoniques ayant fossilisé le jeu tectonique ultime bien marqué sur les miroirs striés de ces failles, révèlent que ces structures seraient générées dans un climat de contrainte compressive orientée [(σ1) N-S (σ1=N9, 00°, σ2=N216, 90° et (σ3=N99, 00°)] (Fig.31). Cette phase dont le champ de contrainte correspond à celle de la phase majeure alpine, aurait tout simplement impliqué la remobilisation des accidents hérités de la déformation hercynienne sans toutefois générer de plissement dans le socle hercynien.

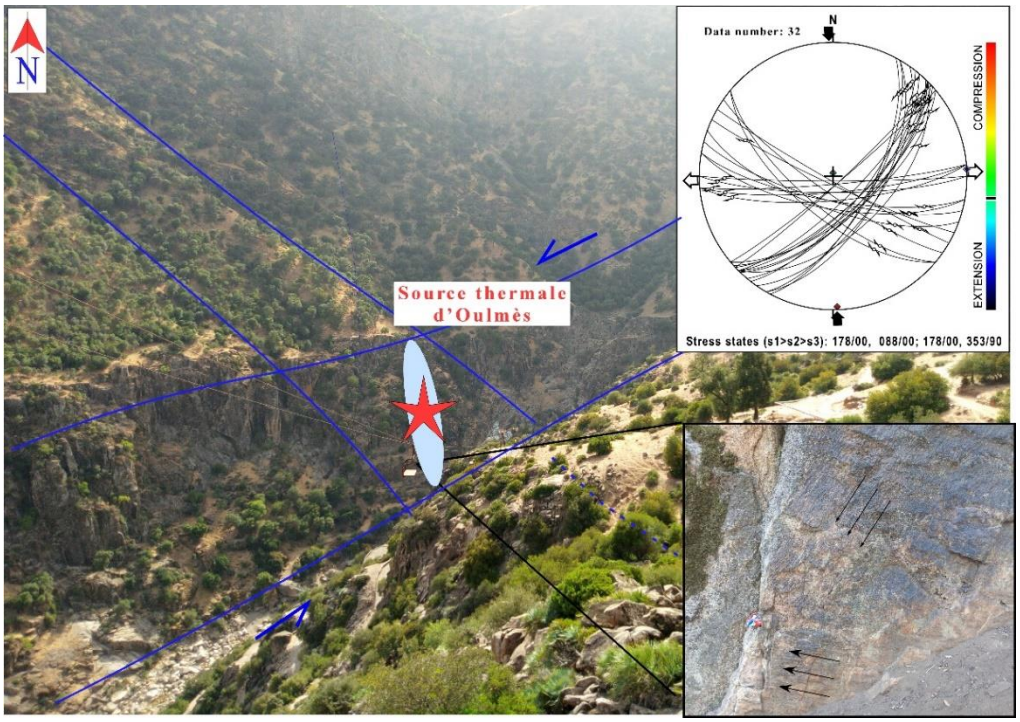

Figure 31: Photo montrant les accidents responsables de la mise en place de la source thermale d'Oulmès et leur stéréogramme.

L'ensemble de ce système d'accidents et de ces structures hercyniennes remobilisées au cours du cycle alpin serait responsable de la mise en place de la source thermale d'Oulmès. Cette contribution tectonique pourrait être expliquée selon un schéma classique dit système de Riedel (Fig.32) (Riedel, 1929).

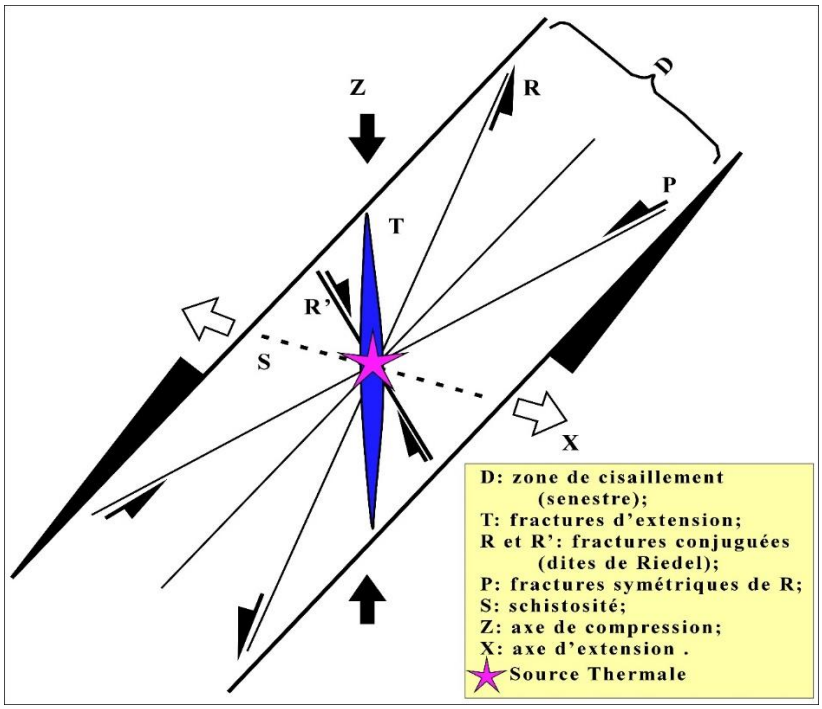

Figure 32:Schéma structural de Riedel expliquant le mode de mise en place de la source thermale d'Oulmès.

II- 3- Conclusion à l'étude géologique

L'analyse des données géologiques révèle que les sources thermominérales gazeuses associées à l'accident majeur de MFSO émergent au sein de différents terrains à lithologie diversifiéé :

- Terrains compétents hautement fracturés : les sources ACH et HMR jaillissent dans des formations carbonatées jurassiques du Mésorif, tandis que celle d'OUL émerge au niveau du socle granitique paléozoïque du massif d'Oulmès.
- Formations schisteuses : la source CHA sourde au niveau des formations schisto-gréseuses du socle probable de la nappe de Temsamane.
- Formations volcaniques : les sources HOA et AHM qui émergent au sein des formations volcaniques rhyolitiques et volcano-sédimentaires, respectivement au piemond des massifs de Tiddinit et d'Amjar. Ces massifs volvaniques constituent des structures satellites associées au complexe volcanique du grand massif de Gourougou.
- Zones de chevauchement : MYB jaillit au sein des formations marneuses néogènes imperméables situées au front sud du cisaillement sud Rifain de la bordure méridionale de la chaîne rifaine. De même HJS émerge au niveau du plan de chevauchement, matérialisé par des formations argilo-marneuses triasiques, qui délimitent les nappes mésorifaines de Bou Haddoud au nord de celle d'Aknoul au sud.

Cette répartition met en évidence la grande diversité des contextes géologiques dans lesquels ces sources thermominérales gazeuses émergent et ce, le long de l'accident majeur de MFSO (Fig.33). Cette variété lithologique joue un rôle important dans la connaissance des caractéristiques géochimique des fluides hydrothermaux de ces sources.

Parailleurs, le recueil des données structurales aux voisinages de ces sources thermales permet de distinguer trois structures principales : NE-SW, NW-SE et E-W (Fig, 33).

- Les marqueurs tectoniques relevés sur les miroirs des fractures formant des réseaux de direction NE-SW dominant aux voisinages de ces sources, montrent que ces fractures ont un jeu décrochant à composante senestre. Ce jeu reflète celui de la faille majeure MFSO impliquant l'existence d'une relation génétique entre ce réseau de fractures avec la faille majeure MFSO.
- Le réseau de failles orientées NW-SE correspond à des fractures de faible extension et moins exprimées que les précédents. Ces failles, dont le jeu montre une composante dextre, sont considérées comme des conjuguées à celles NE-SW.

- Les structures E-W correspondent à des décrochevauchements à composante dextre et à des failles inverses à vergence sud. Ces dernières sont souvent celées par des argiles évaporitiques triasiques. Des plis E-W sont parfois associés à ce réseau de failles inverses. Cette direction rappelle celle engendrée par la progression des chevauchements du Nord vers le Sud de la chaine rifaine (Morley, 1992 ; Tejera de Leon et Duée, 2003 ; Sabri et al., 2019).

Le traitement numérique des mesures structurales récoltées de ces différentes structures affiche un paléochamp de contrainte compressive orientée N-S. Cette compression est compatible avec la phase majeure de compression alpine de direction N-S induite par le rapprochement des plaques africaine et eurasienne (Chalouan et al., 2008; Durand-Delga, 1980; Frizon De Lamotte et al., 2000; Gimeno-Vives et al., 2020; Michard et al., 2008; Morel and Meghraoui, 1996; Platt et al., 2013).

Par ailleurs, les mesures obtenues par les données GPS le long de la MFSO montrent que le glissement généré par la faille majeur MFSO, rendu facile par le réseau de failles annexées à cette dernière, indique un taux de déplacement d'environ de 2 mm/an (Vernant et al., 2010 ; Tahayt et al., 2008 ; Chalouan et al., 2014). L'activité sismique le long de cette faille au cours des dix dernières années a été caractérisée par de faibles magnitudes (estimées de 1,9 à 3 Mw). Cette faiblesse de magnitude serait en relation avec le caractère hydrodynamique de cette faille, qui peut contribuer à atténuer les contraintes produisant des tremblements de terre, mais de faibles magnitudes en comparaison avec ceux induits par la faille de Nekor située à environ 30 km de la faille de MFSO, où la magnitude dépasse 6 Mw (Gràcia et al., 2019 ; Moudnib et al., 2023).

Enfin, les sources thermales étudiées émergent souvent à l'intersection de deux systèmes de failles orientées NE-SW et E-W à NW-SE. Ce système de faille est généré au sein de la MFSO où sourdent ces sources. Le premier système NE-SW, dominant, auraient joué le rôle de conduits ayant facilité le drainage et la circulation des eaux thermales en profondeur et leur transfert depuis les réservoirs profonds vers la surface. Ce constat est corroboré par la précipitation des oxydes de fer et de la calcite sur les miroirs de cette famille d'accidents. Le système (E-W) a caractère chevauchant dont les plans sont souvent scelés par des formations imperméables agissent comme une barrière bloquant la circulation latérale de ces eaux et favorisant leur migration ascendante vers la surface. Les points d'intersection entre les structures NE-SW et E-W constituent des points favorables pour l'émergence de ces eaux

chaudes. Cette configuration structurale complexe aurait joué un rôle crucial dans l'émergence de la majorité des systèmes hydrothermaux de la partie septentrionale du Maroc.

Le chapitre suivant sera consacré à une analyse approfondie des processus d'interaction eau-roche. Cette étude s'appuiera sur une approche géochimique avancée, utilisant les éléments majeurs, les éléments traces, les terres rares, les gaz dissous et les isotopes. Cette étude s’achèvera par une modélisation géochimique applicable à toutes les sources thermales associées à la MFSO.

Cette approche permettra de décrypter de manière complète et plus précise les mécanismes complexes qui régissent les interactions entre les fluides hydrothermaux et les formations géologiques environnantes, ainsi que les structures tectoniques actives.

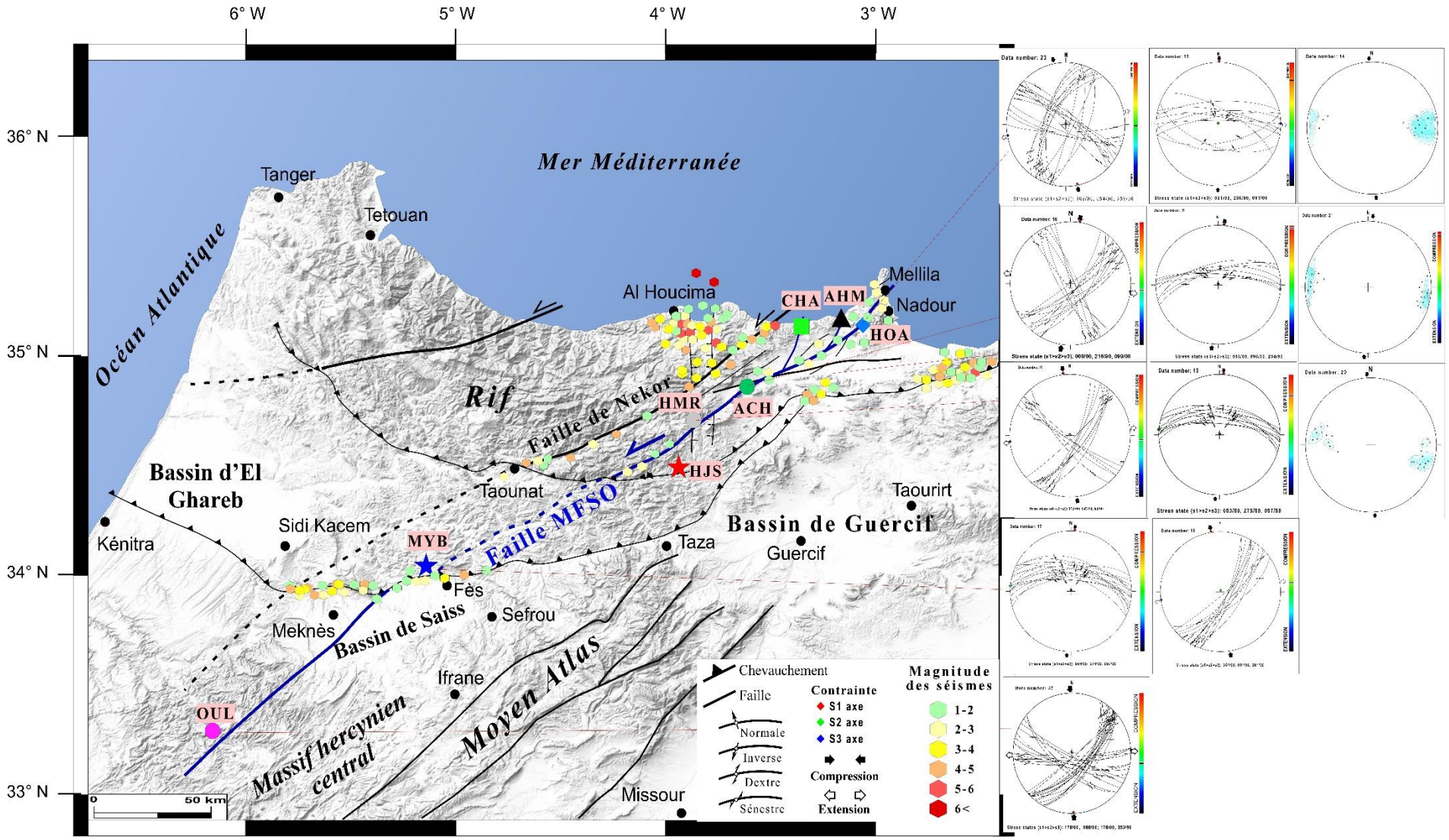

Figure 33: Carte structurale des sources thermales le long de la faille Mellilia-Fès-Smaala-Oulmès, illustrant ainsi les représentations stéréographiques des diverses structures tectoniques observées, et la distribution spatiale des épicentres sismiques dans la partie septentrionale du Maroc.

III- La géochimie des eaux thermales associées à la MFSO

III-1- Introduction

L'histoire des processus chimiques de circulation des eaux en profondeur et leur transfert vers la surface, est conservée dans la mémoire d'une eau thermale qui fournit des indications sur les zones profondes traversées. Ainsi, la géochimie de ces eaux représente un outil qui permet de mieux reconstituer cette histoire où interfèrent l'origine, le circuit souterrain emprunté, le temps de séjour, la profondeur du réservoir, les éventuels mélanges par les eaux superficielles et enfin les interactions eau/roche/gaz. Ces interactions sont régies par des paramètres physico-chimiques qui favorisent l'enrichissement de l'eau thermale en éléments chimiques, au cours de sa circulation en profondeur et son transfert vers la surface (Giggenbach, 1991 ; Nicholson, 1993 ; Arnórsson 2000).

Dans ce chapitre, l'étude géochimique des eaux thermales sera consacrée aux sources thermo-minérales émergeant le long de l'accident majeur MFSO précédemment mentionné. L'approche de cette étude repose sur l'identification des processus d'interaction eaux-roches-gaz, à partir de l'interprétation des données d'analyses géochimiques et isotopiques, et l'aide des données bibliographiques des études antérieures. Ainsi, cette partie sera focalisée sur le traitement des paramètres physico-chimiques des éléments chimiques en solution (majeurs, traces, et terres rares), des isotopes des eaux (^{18}O et ^{2}H), des dégagements gazeux (CO_2, He, Ar, Ne, et leurs isotopes ^{13}C, $^{3}He/^{4}He$ et $^{40}Ar/^{36}Ar$) ainsi que sur la modélisation géochimique.

III-2- Paramètres physico-chimiques et classification

III-2-1- Paramètres physico-chimiques

A l'émergence, la température des eaux chaudes étudiées oscille entre 24,4°C et 53,6°C avec des valeurs importantes au SE de MFSO. Au cœur du Rif oriental, les températures de ces eaux deviennent moyennes à faibles, pour augmenter à nouveau au NE (Tableau 2). Selon la classification de Castany (1967), ces eaux thermales se répartissent en sources hypothermales (**HOA, HMR et HJS**), mésothermales (**AHM, CHA et ACH**) et hyperthermales (**MYB et OUL**).

Les valeurs de pH varient également suivant la direction NE-SW de MFSO avec des pH acides dans la meseta (OUL 5,6) évoluant à des PH neutres dans les eaux thermales du Rif oriental avec une moyenne de 6,15 (**MYB, HMR, HJS, ACH et HOA**) pour redevenir acide dans sa partie extrême nord (**AHM** = 5,05 et **CHA** = 4,77). La variation de ces valeurs serait en relation

avec les réservoirs traversés notamment cristallophylliens paléozoïques au SW et à l'extrême NE, et une couverture argilo-marno-carbonatée méso-cénozoïque au cœur du Rif oriental.

Tableau 2: Les paramètres physico-chimiques et la composition des eaux thermales associées à la faille MFSO, en éléments majeurs, traces, terres rares et isotopes stables. CHA : Chaabi ; AHM : Ain Hammam ; HOA :Hadou Ou Amar ; ACH :Ain Chifa ; HMR :Ain Hamra, HJS : Hajra Safra ; MYB : My Yacoub ; OUL : Oulmès ; n.a. : non analysé ; TDS : total des solides dissous ; EC : conductivité électrique.

Sample ID		**CHA**	**AHM**	**HOA**	**ACH**	**HMR**	**HJS**	**MYB**	**OUL**
Temperature	°C	31.5	35.24	28	33.3	24.4	26.1	53.6	40.2
pH		4.77	5.05	6.63	6.84	6.85	6.8	6.72	5.6
TDS	mg/L	4981	1340	3630	1595	1192	4956	28700	1120
EC	uS/cm	9962	2680	7277	3191	2305	9898	37900	2250
Ca^{2+}	mg/L	331	82.2	320	225	295	31.9	1013	169
Mg^{2+}	mg/L	70.6	39	71.7	89.3	60.5	22.7	276.3	45.5
Na^{+}	mg/L	1750	444	1120	469	251	2850	8821	248
K^{+}	mg/L	63.9	24	57.5	10.2	7.85	7.36	247.5	32.2
HCO_3^{-}	mg/L	344	278	257	960	1140	853	1208	837
SO_4^{2-}	mg/L	214	106	670	468	530	870	33.62	10
Cl^{-}	mg/L	3100	660	1900	334	30	2500	16091.8	281
$\delta^{18}O$	(‰ V-SMOW)	-5.98	-5.83	-5.49	-6.64	-8.39	-6.61	-5.2	-6.91
$\delta^{2}H$	(‰ V-SMOW)	-34.6	-31.1	-30.1	-39.6	-51.2	-43	-44.5	-39.4
Altitude	m .a.s.l	1131.4	1071.1	934.5	1396.6	2099.8	1384.5	817.9	1505
Li	ug/L	1640	84	558	427	153	167	15650	5240
Be	ug/L	0.5	0.5	1.1	0.5	0.2	1	920	135
F	ug/L	500	500	1400	1600	400	6800	2660	1800
Si	ug/L	8100	58500	26900	15000	17900	6300	11550	78300
Sc	ug/L	5	5	5	5	2	10	n.a	2
Ti	ug/L	0.5	0.5	0.5	0.5	0.2	1	n.a	0.2
V	ug/L	0.5	0.5	0.5	0.5	0.2	2.7	63	0.2
Mn	ug/L	40.4	91.8	152	1.2	102	20.3	11	1120
Cr	ug/L	3	3	3	3	1	5	9	1
Co	ug/L	0.374	0.03	0.369	0.03	0.213	0.05	2	0.01
Ni	ug/L	2.4	2	2	1.5	1.3	3	15	1.5
Cu	ug/L	2.4	1.1	2.4	25.2	3.3	3.9	13	3.4
Zn	ug/L	481	6.8	115	42.2	15.3	11.3	16	14.5
Ga	ug/L	0.05	0.05	0.05	0.05	0.07	0.47	n.a	0.05
Rb	ug/L	267	79.2	213	18.2	12.8	6.29	920	359
Y	ug/L	0.074	0.047	0.6	0.043	0.491	1.01	n.a	0.542
Nb	ug/L	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.05	n.a	0.01
Mo	ug/L	0.5	1.2	1.2	2.5	1.2	1	n.a	0.2
Cd	ug/L	0.19	0.05	0.51	0.05	0.02	0.1	n.a	0.02
Sb	ug/L	0.05	0.09	0.46	0.07	0.05	0.15	n.a	0.08
Cs	ug/L	142	5.89	95.1	2.28	0.694	0.094	580	205
Ba	ug/L	85.5	99.7	31.5	36	32	59.5	16348	415
W	ug/L	0.1	0.26	0.19	0.24	0.06	0.2	n.a	5.54
Tl	ug/L	6.29	0.045	4.54	0.005	0.026	0.01	n.a	0.161
Pb	ug/L	3.37	0.29	3.05	1.25	0.93	1.52	n.a	0.79
Bi	ug/L	2	2	2	2	0.6	3	n.a	0.6
Th	ug/L	0.005	0.006	0.057	0.014	0.027	0.129	n.a	0.041
U	ug/L	0.835	0.097	1.02	0.219	0.316	0.079	20	0.025

Sr	ug/L	7230	2200	7610	10400	18000	3230	69200	707
In	ug/L	0.005	0.005	0.005	0.005	0.002	0.01	n.a	0.002
Zr	ug/L	0.14	0.05	0.05	0.05	0.04	0.22	n.a	0.29
Hf	ug/L	0.005	0.005	0.005	0.005	0.002	0.01	n.a	0.002
Al	ug/L	15	14	40	12	18	691	29	217
Fe	ug/L	50	270	1270	60	110	500	16	18700
La	ug/L	0.121	0.062	0.135	0.098	0.316	1.16	n.a	0.229
Ce	ug/L	0.141	0.077	0.175	0.106	0.502	2.1	n.a	0.239
Pr	ug/L	0.005	0.005	0.015	0.007	0.046	0.306	n.a	0.023
Nd	ug/L	0.02	0.022	0.06	0.025	0.223	1.35	n.a	0.108
Sm	ug/L	0.005	0.005	0.019	0.007	0.053	0.276	n.a	0.039
Eu	ug/L	0.005	0.005	0.007	0.005	0.017	0.062	n.a	0.022
Gd	ug/L	0.012	0.01	0.035	0.015	0.059	0.244	n.a	0.064
Tb	ug/L	0.005	0.005	0.008	0.005	0.01	0.035	n.a	0.011
Dy	ug/L	0.015	0.016	0.052	0.018	0.053	0.171	n.a	0.06
Ho	ug/L	0.005	0.005	0.013	0.005	0.011	0.031	n.a	0.011
Er	ug/L	0.011	0.01	0.038	0.012	0.027	0.08	n.a	0.03
Tm	ug/L	0.005	0.005	0.005	0.005	0.004	0.01	n.a	0.004
Yb	ug/L	0.014	0.018	0.03	0.01	0.019	0.05	n.a	0.028
Lu	ug/L	0.01	0.008	0.007	0.03	0.031	0.034	n.a	0.009

III-2-2- Classification hydrochimique

L'exploitation des concentrations des éléments majeurs en solution (en mEq/L), permet de distinguer sur le diagramme de Durov (1988) établi pour les eaux thermales étudiées, deux faciès hydrochimiques (Fig. 34) :

- ✓ Un faciès Na-Cl englobant les eaux thermales de **CHA, AHM, HOA, HJS, MYB**. Ces sources sont moyennement à fortement minéralisées affichant une large gamme de salinité (1,34 à 28,7 g/l).
- ✓ Un faciès bicarbonaté sodique (**ACH, OUL**) et calcique (**HMR**) de type HCO3-Ca-Na faiblement minéralisé (1,12 à 1,59 g/l).

Ce contraste de minéralisation ainsi que la variation du faciès chimique relevé au sein de ces eaux thermales, seraient en relation avec le phénomène de dilution causé par des mélanges en profondeur ou avec les eaux superficielles généralement plus froides et moins minéralisées, la nature lithologique des réservoirs traversés ainsi que la vitesse et le temps de leur transfert vers la surface. Toutefois les eaux bicarbonatées Na^+ ou Ca^{2+} possèdent des exutoires au sein des formations compétentes largement fracturées facilitant la perméabilité et l'infiltration des eaux superficielles.

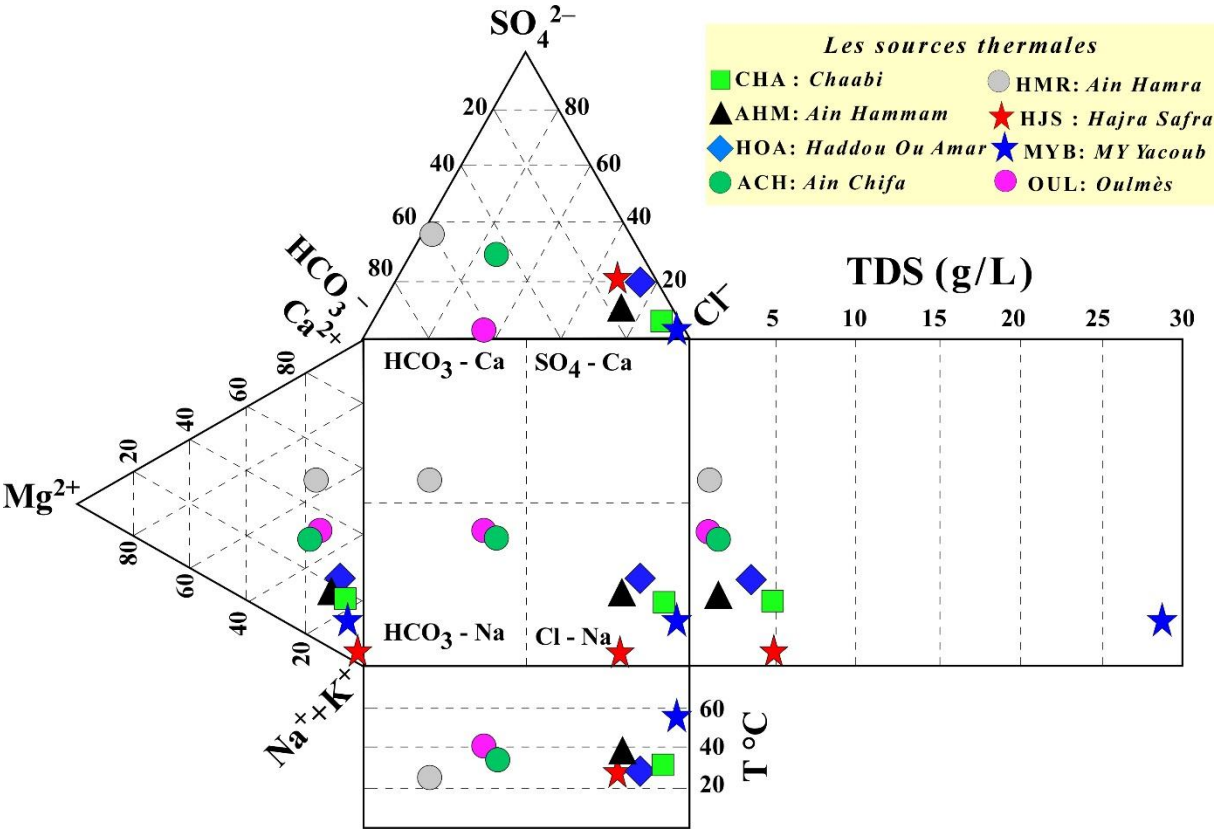

Figure 34: Diagramme de Durov appliqué aux eaux thermales du Maroc septentrional.

III-3- Traitement des éléments majeurs

Les compositions chimiques en éléments majeurs des sources thermales étudiées, consignées dans le Tableau 1, affichent des variations exprimées en spectres sur le diagramme de Scholler-Berkaloff (Fig. 35). Les spectres affichent un parallélisme avec des anomalies négatives très accentuées en SO_4 relevées au niveau de eaux de **OUL** et **MYB** et positives pour celles de **HJS** et **HOA**. Ces variations seraient en relation avec le comportement de cet élément au sein des solutions aqueuses qui peut persister en tant que solution dans ces eaux, ou exister comme phase gazeuse qui s'échappe à l'arrivée de l'eau à la surface. L'odeur fétide ressentie au voisinage de certaines de ces sources (exemple : **MYB et AHM**) serait liée à l'échappement des gaz H_2S au niveau des exutoires de ces résurgences. Cependant, la présence d'importants gisements d'anhydrites ($CaSO_4$) à proximité de ces sources (exemple : **HJS ;** Fig.22)) impliquerait leur interaction avec ces eaux et la richesse de ces dernières en SO_4. Les perturbations observées pour le HCO_3 permettent de distinguer les eaux riches en HCO_3 ayant probablement interférées avec les carbonates (**MYB, ACH, HMR, HJS**) ou bien liées à d'autres processus chimiques en relation avec le dégazage des eaux (**OUL**) et celles dont l'interaction avec les carbonates est limitée (**AHM, HOA, CHA**). Par ailleurs, le parallélisme quasi-parfait établi entre ces spectres reflèterait probablement un lien de parenté entre ces eaux. L'enrichissement graduel des

éléments majeurs allant des eaux thermales faiblement minéralisées vers les plus minéralisées témoigne de l'interaction de ces eaux avec des terrains de nature lithologique variée, dominée par les formations carbonatées, gypsifères et salifères. L'anomalie négative en K relevée dans tous les spectres serait probablement liée soit à la rareté de cet élément au niveau des réservoirs superficiels jurassico-tertiaires ou bien à des phénomènes de dilution successive des eaux profondes par les eaux superficielles au cours de leur transfert vers la surface. L'anomalie négative en Cl observée dans le spectre de **HMR** peut être attribuée à la précipitation du chlorure de fer ($FeCl_3$) à l'exutoire, matérialisée par des flocules marrons de $FeCl_3$ tapissant les parois de cette résurgence.

Ces constatations révèleraient un système géothermique ouvert avec un certain degré de connexion hydraulique à travers des failles favorisant le mélange avec les eaux superficielles. La position des exutoires de ces résurgences chaudes sur la faille de MFSO plaiderait en faveur des mélanges facilités par un réseau de fractures engendré par l'accident MFSO facilitant les connexions entre les différents réservoirs. Ce réseau serait un moyen efficace qui faciliterait l'écoulement latéral, en profondeur, et vertical vers la surface des eaux thermales (**Fig.8**).

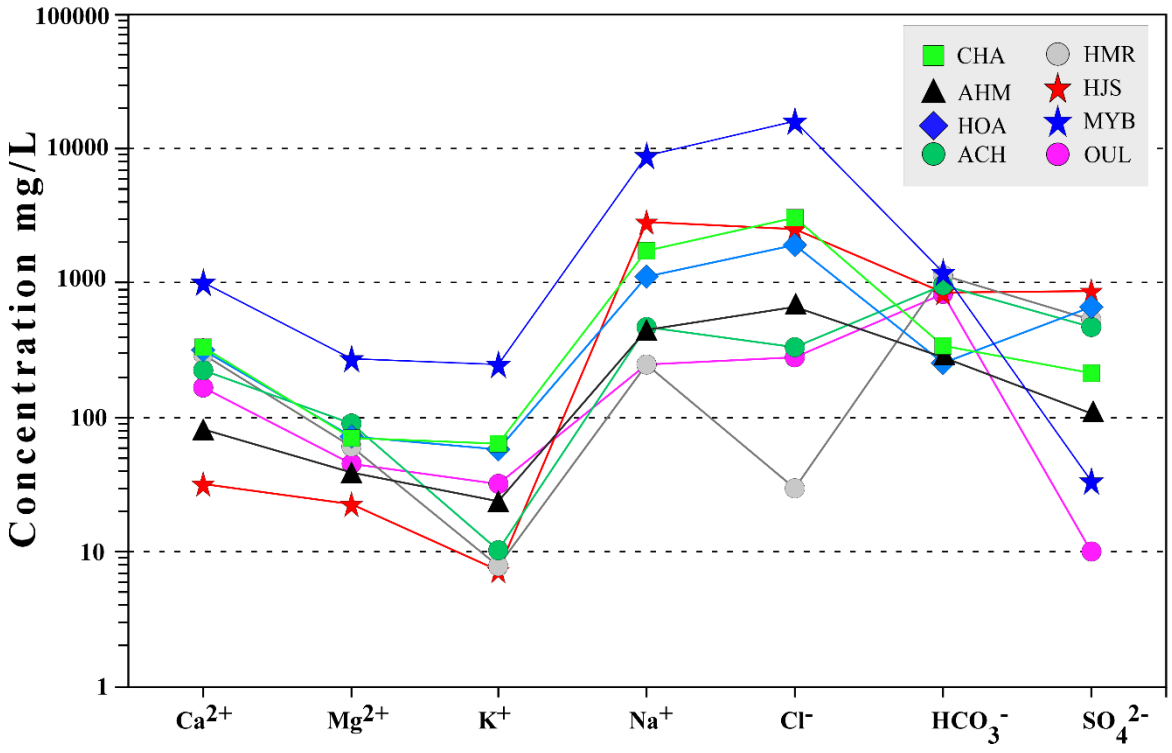

Figure 35 Diagramme de Schöeller Berkaloff appliqué aux eaux thermales du Maroc septentrional.

Les processus de mélange entre les eaux thermales profondes matures et les eaux froides peu profondes, peuvent être mieux distingués sur le diagramme ternaire Cl-SO_4-HCO_3 (Giggenbach, 1991 ; Fig. 36). Dans ce diagramme les échantillons des sources thermales sont

rangés dans le champ des eaux chlorurées (**AHM, HOA, CHA, HJS, MYB**) ayant un faible rapport de HCO_3/Cl (0,42 ; 0,13 ; 0,11 ; 0,34 ; 0,075) et celui des eaux périphériques (**ACH, HMR, OUL**) représentées par une teneur élevée en HCO_3 avec un rapport HCO_3/Cl ayant les valeurs de 2,87 ; 38 et 2,97. Les eaux chlorurées auraient acquit leur teneur élevée en Cl grâce à l'interaction de ces eaux avec les évaporites triasiques et miocènes riches en halite. Les exutoires de ces sources naissent au sein des formations imperméables (marne et argile) qui colmatent les conduits d'infiltration exogènes et limitent ainsi les mélanges avec les eaux superficielles. Cependant, les eaux chlorurées matures des sources de **MYB, CHA** et **AHM** auraient probablement un caractère non contaminé et équilibré préservant en mémoire de manière plus fiable, les informations de circulations profondes à l'instar d'un temps de séjour lent favorisant leur interaction au sein des réservoirs profonds (Giggenbach, 1991 ; Pasvanoğlu and. Chandrasekharam, 2011 ; Aydin et al., 2020). Par contre les sources de **HOA** et **HJS** se démarquent de celles matures précédentes par un enrichissement en SO_4. L'origine du soufre pour **HOA** qui sourde au sein des rhyolites du massif de Tiddinit (Fig. 10), proviendrait de l'oxydation de H_2S au cours du refroidissement des magmas quaternaires, ce qui serait à l'origine de l'ion SO_4^{2-} selon la réaction suivante :

$$H_2S + 4H_2O \text{ ---- } SO_4^{2-} + 10H^+$$

Ce type de réaction, se serait produit au cours de la circulation en profondeur de ces eaux à travers les roches volcaniques comme c'est le cas des eaux thermales de Goutitir (Jeddi et al., 2023) et de celles du centre de la Turkey (Pasvanoğlu and. Chandrasekharam, 2011). En revanche, l'origine de l'ion SO_4^{2-} pour la source de **HJS** serait en relation avec l'interaction de ses eaux avec les gisements anhydriques affleurant à proximité de la décharge de cette source. Les sources de **ACH, HMR, OUL** qui s'affichent dans le domaine des bicarbonates sont classées parmi les eaux périphériques immatures, probablement mélangées á des eaux froides proches de la surface et/ou en relation avec un trajet d'écoulement assez rapide pendant la remontée de l'eau vers la surface (Giggenbach, 1994) ce qui pourrait perturber les empreintes profondes. Le caractère bicarbonaté serait alors acquis par l'interaction des eaux de **ACH, et de HMR** avec les formations carbonatées jurassiques puisque leur décharge se situe principalement au sein de ces terrains avec la précipitation du chlorure de fer relevée essentiellement dans les eaux de la source de **HMR**. Par ailleurs l'enrichissement en ion HCO_3 des eaux d'**OUL** qui sourde au niveau du socle granitique serait issus par dépressurisation gazeuse qui engage souvent la réaction de transformation de CO_2 en HCO_3 (Giggenbach, 1994). Notons que les exutoires de ces sources se situent au sein des formations compétentes très

fracturées facilitant l'infiltration des eaux superficielles et favorisant les mélanges dans un système ouvert.

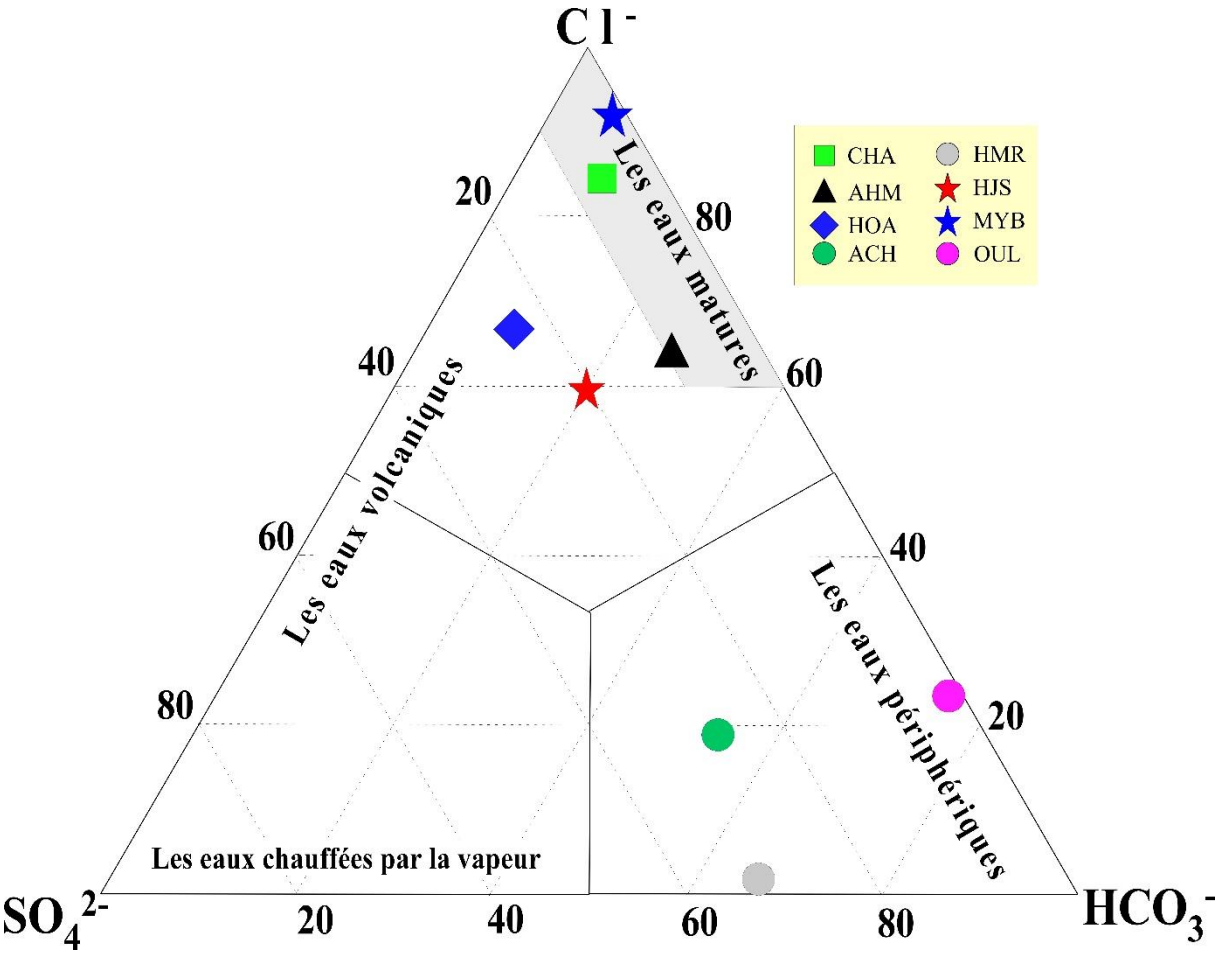

Figure 36 : Diagramme Cl–SO4–HCO3 de Giggenbach 1991, appliqué aux eaux thermales du Maroc septentrional.

III-4- Les éléments traces

La répartition des teneurs de ces éléments au sein des sources thermales étudiées (Tableau, 1), montre de fortes valeurs supérieures à 100 ug/l pour Si, F, Li et Sr, moyennes à faibles comprises entre 1 ug/l et 100 ug/l pour Zn, Cs, Sc, Ba, Al, Mn, Fe, Cr, Ni et Cu et très faibles et inférieures à 1 ug/l pour Ti, Co, Nb, Th, U, Zr, V, Hf et Be. Les variations des éléments traces au sein de ces eaux thermales reflètent la nature des réservoirs traversés. La variation de ces concentrations est représentée par le diagramme logarithmique de la figure (37) qui affiche des teneurs importantes dans les eaux de **MYB** et plus faibles dans celles de **HMR**. Les eaux **d'OUL, HOA, AHM et CHA** dont l'interaction se serait produite avec les réservoirs cristallophylliens magmatiques et métamorphiques, se distinguent nettement par leurs teneurs élevées en Li, Si, Rb, Cs, Ba. D'autres sources thermales telles que celles de **MYB, HMR, ACH, HOA et CHA** affichent des teneurs importantes en Sr indiquant la circulation de ces

eaux dans des réservoirs carbonatés susceptibles de fournir cet élément via la strontianite (Marques et al., 2012 ; Bouchaou et al., 2017). En effet, ces réservoirs carbonatés jurassiques dominent dans les différents domaines géologiques du Maroc y compris la zone orientale du Rif (Chalouan et al .2008 ; Michard et al., 2010 ; Jabaloy-Sanchez et al., 2015, Gimeno-Vives et al., 2020). Ces eaux affichent également des teneurs relativement moyennes en U supérieures à celles d'**OUL** qui sourdent dans le socle granitique paléozoïque, ce qui plaiderait en faveur de leur interaction avec les roches carbonatées piégeant cet élément par complexassion de l'uranium présent en solution dans les eaux saumâtres au cours de leur précipitation (Tissot et al., 2018 ; Zhang et al., 2020). Comme l'uranium est prédominant dans les roches granitiques et carbonatées (Bouchaou et al., 2017), la dissolution est plus facile dans les carbonates que dans les granites, ce qui favoriserait également la libération de cet élément dans les eaux ayant circulé dans ces réservoirs que celles ayant circulé dans le granite (**OUL**). Par ailleurs, l'interaction eau-minéraux riches en U comme le Zircon serait très limitée comme en témoignent les teneurs faibles en Zr. Les teneurs importantes en Li, Rb, Cs, Ba et en Sr des eaux de **MYB** s'expliqueraient par des réactions de ces eaux au cours de leur circulation en profondeur avec les réservoirs du socle cristallophyllien et carbonaté au cours de leur transfert vers la surface. Les teneurs en Al sont souvent en relation avec l'interaction des eaux chaudes avec les minéraux silicatés notamment les aluminosilicates, la muscovite et les argiles, minéraux susceptibles d'exister dans les réservoirs traversés par les eaux des sources étudiées. Les teneurs d'Al affichées des eaux **d'OUL** qui circulent dans le leucogranite et son socle métamorphique ainsi que celles de **HJS** qui sourdent dans les argiles triasiques, corroborent cette hypothèse. Cependant les concentrations importantes en fluor observées dans ces sources seraient en relation avec l'interaction de ces eaux avec la muscovite, la biotite, la fluorine et autres minéraux accessoires présents dans les réservoirs traversés. Les sources qui sourdent dans le granite paléozoïque (**OUL**) ou volcaniques du Tertiaire (**HOA**), affichent des valeurs importantes en Fe et Mn puisque ces roches peuvent être une source de ces deux éléments. Toutefois l'existence, à proximité des sources de la zone nord orientale du Rif, d'importants gisements de Fer (Ouiksane), pourrait également contribuer à l'enrichissement en ces éléments dans les eaux chaudes de **AHM, HJS** et **HMR,** comme en témoigne la coloration pourpre rougeâtre liée à la précipitation des oxydes de Fer à la sortie de ces sources. Les teneurs importantes affichées par W dans la source d'**OUL**, seraient en relation avec le granite et son voisinage où le W, en raison de son incompatibilité au cours de l'évolution magmatique (Guo et al., 2019), provient des fluides associés aux magmas granitiques. Ces fluides sont ensuite piégés par les silicates, les carbonates ou par les granites (Wood et Samson, 2000). Par ailleurs,

des gisements de Tungstène sont connus au voisinage des granitoïdes hercyniens marocains (Rossi et al., 2017) y compris celui d'Oulmès (Termier et al., 1950; Boutaleb, 1988 ; Diot, 1989).

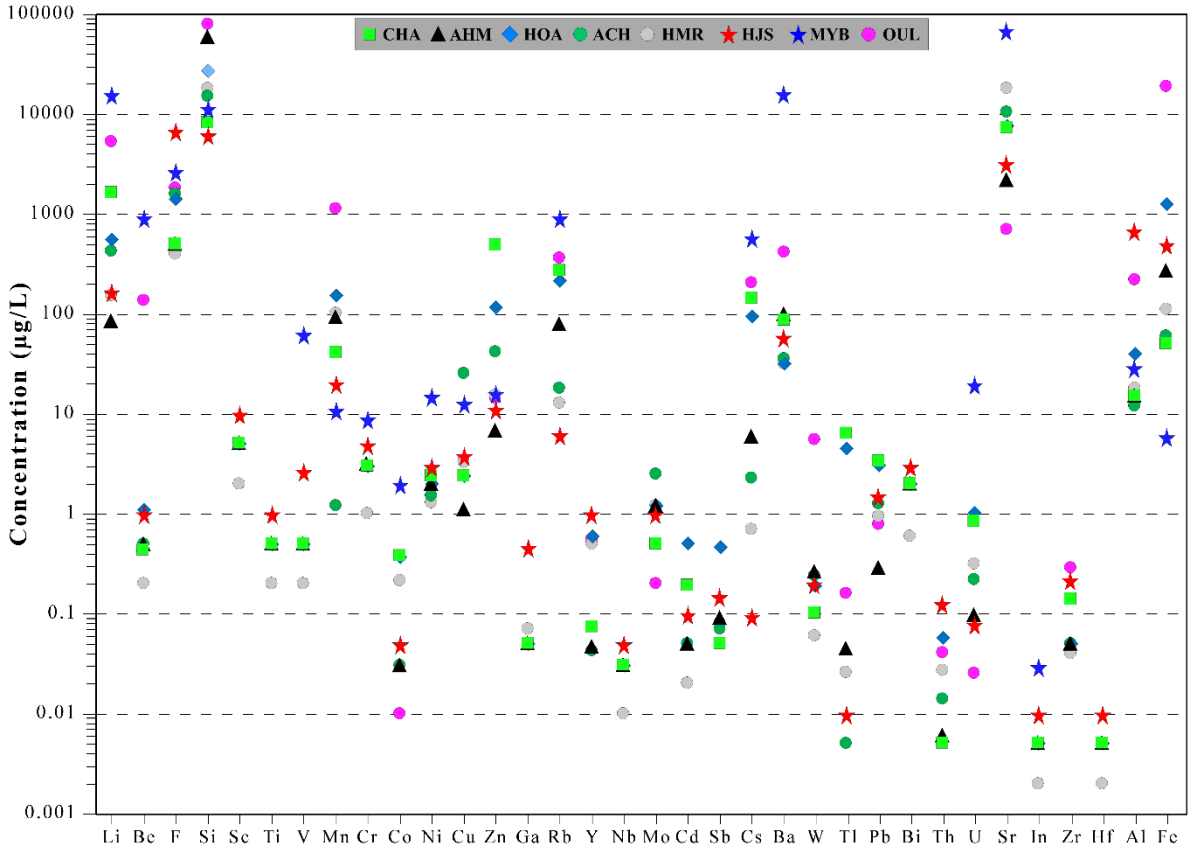

Figure 37: Diagramme de répartitions des oligoéléments au sein des eaux thermales affleurant le long de l'accident MFSO.

III-5- Les terres rares (REE)

Les conditions d'oxydoréduction, l'adsorption/désorption, le pH, la température, la complexation de la solution et des ions majeurs, influencent les concentrations des REE dans les eaux thermales (Wang et al., 2020 ; Nigro et al., 2018; Liu et al., 2015). Les spectres des REE normalisés aux chondrites proposés par McDonough and Sun (1995) des eaux thermales de la MFSO **(Fig. 38),** affichent trois groupes se distinguant par leur richesse en REE. Il s'agit des sources thermales **ACH**, **CHA** et **AHM** qui forment le groupe le plus pauvre en REE (∑REE varie entre 0,253 pour **AHM** et 0,374 µg/l pour **CHA**), des sources **HOA**, **OUL** et **HMR** formant un groupe intermédiaire moyennement riche en REE (∑REE varie entre 0,599 **HOA** et 1,371 µg/l HMR) et enfin **HJS** formant la source thermale la plus riche en REE (∑REE= 5,909 µg/l HJS). Ces spectres montrent tous un enrichissement important en terres rares légères et un appauvrissement en terres rares lourdes excepté pour le Lu. Les profils sont

parallèles et fractionnés surtout du côté LREE $(La/Sm)_N$ = 2,62 HJS et 15,11 pour **CHA**) montrant un taux d'enrichissement en terres rares légères plus important que pour les terres rares lourdes. Le fractionnement important des LRRE $(La/Sm)_N$= 7,74 AHM et 15,11 **CHA**) est observé dans les spectres des eaux thermales appauvris en REE comme **ACH**, **CHA** et **AHM**. Or, le fractionnement des LREE a été souvent lié à leur complexation par oxydation avec le fer et le Mn dans les eaux thermales (Tang and Johannesson 2006 ; Feng et al., 2014 ; Wang et al., 2020). Cette oxydation serait causée par l'oxygénation dans un milieu ouvert ou encore par des eaux riches en chlore soit sous forme de chlore gazeux ou d'hypochlorite de calcium lors de leur circulation en profondeur et leur remontée vers la surface. Dans notre cas, la première hypothèse serait convenable non seulement pour les eaux chaudes de **ACH,** mais également pour **OUL** et **HMR** dont les décharges sont situées dans un système hydrothermal ouvert probablement oxygéné. Cependant, la deuxième hypothèse parait plausible pour les eaux chaudes matures incluant **AHM**, **CHA** (probablement **MYB** malgré l'absence des analyses en REE pour les eaux chaudes de cette source), qui constituent des sources matures riches en Cl. Cette deuxième hypothèse serait également applicable aux eaux chaudes de **HJS** et **HOA** dont l'enrichissement en SO_4 oblitère leur caractère mature riche en chlore (Fig. 36). Un parallélisme quasi parfait s'affiche entre les spectres des eaux de **CHA**, **AHM** et **ACH**, et entre ceux de **HOA** et **OUL** et enfin entre ceux de **HJS** et **HMR**. Ce parallélisme impliquerait une circulation dans des réservoirs communs susceptibles de fournir des quantités identiques en REE. Les teneurs importantes des spectres de **HJS** en REE seraient en relation avec leur circulation dans les anhydrites situées au voisinage cette source (Fig. 22). En effet, les anhydrites sont connues comme des roches riches en REE qui les fractionnent au moment de leur dépôt (Mills et Elderfield, 1995). La ∑REE= 5,909 µg/l dans les eaux de **HJS** ainsi que l'allure de son spectre matérialisé par une anomalie négative en Eu est généralement détectée dans ceux des fluides hydrothermaux ayant circulé au sein des anhydrites (Cole et al., 2014). Par ailleurs, la proximité des sources thermales **HMR** et **HJS** ainsi que leur contexte géologique similaire expliqueraient l'allure parfaitement parallèle de leurs spectres. Cependant le caractère immature décelé dans les eaux géothermales **HMR** révèlerait la modification chimique de ces eaux par dilution et serait également la cause de leurs faibles teneurs en REE par rapport à celles de **HJS**. Dans le groupe **d'OUL** et **HOA** qui sourdent dans les roches magmatiques respectivement granitiques et rhyolitiques, le spectre **d'OUL** est plus riche en LREE que celui de **HOA**. Cet enrichissement est sans doute causé par des échanges différentiels de ces eaux avec les roches magmatiques ; un tel échange est en effet facile au sein des roches à texture grenue que dans celles à texture microlitique. Ainsi, les échanges aisés des eaux géothermales avec les phénocristaux présents

dans ces roches (biotite, muscovite, plagioclase et feldspath potassique) favoriseraient la richesse en LREE des eaux ayant circulé dans les granites (**OUL**) que dans les rhyolites (**HOA**). Les spectres de **CHA**, **AHM** et **ACH** sont également caractérisés par un parallélisme quasi-parfait avec des teneurs en REE voisines marquées par l'allure variable et identique de leurs spectres. Comme ces sources sont spatialement voisines et partagent le même contexte géologique, les variations affichées par leurs spectres supposeraient la circulation de ces eaux dans des réservoirs à faciès lithologiques identiques (schiste paléozoïque et crétacé, calcaire et marne secondaires et tertiaires). Les teneurs faibles en REE caractérisant ces eaux seraient en relation soit avec des réservoirs très pauvres en ces éléments ou encore avec un temps de séjour assez court n'ayant pas permis un échange important. Notons toutefois que l'anomalie positive en **Lu** assez prononcée dans les spectres **HJS**, **HMR** et **CHA** serait en relation avec l'interaction de ces eaux avec les formations carbonatées probablement riches en minéraux susceptibles de fournir cet élément comme la bastanaésite et la monazite (Okeme et al., 2021). En effet, la bstanaésite fractionne le Lu lors de sa précipitation dans les solutions carbonatées riches en fluore dans les roches magmatiques alcalines ou encore dans les roches métamorphiques marmorisées. Les eaux de ces sources auraient circulé dans des réservoirs riches en Lu notamment dans les roches alcalines affleurant en dykes à leur proximité ou encore dans les roches carbonatées métamorphiques de la partie orientale rifaine (Jabalo-Sanchez et al., 2015 ; Giameno-Vives et al., 2019 ;2020).

En somme, les variations relevées dans les spectres des différentes sources géothermales étudiées révèlent l'hétérogénéité lithologique traversée. Cette lithologie est influencée par les complexités de nappes de charriage édifiées par l'orogenèse alpine dans la zone nord-orientale rifaine.

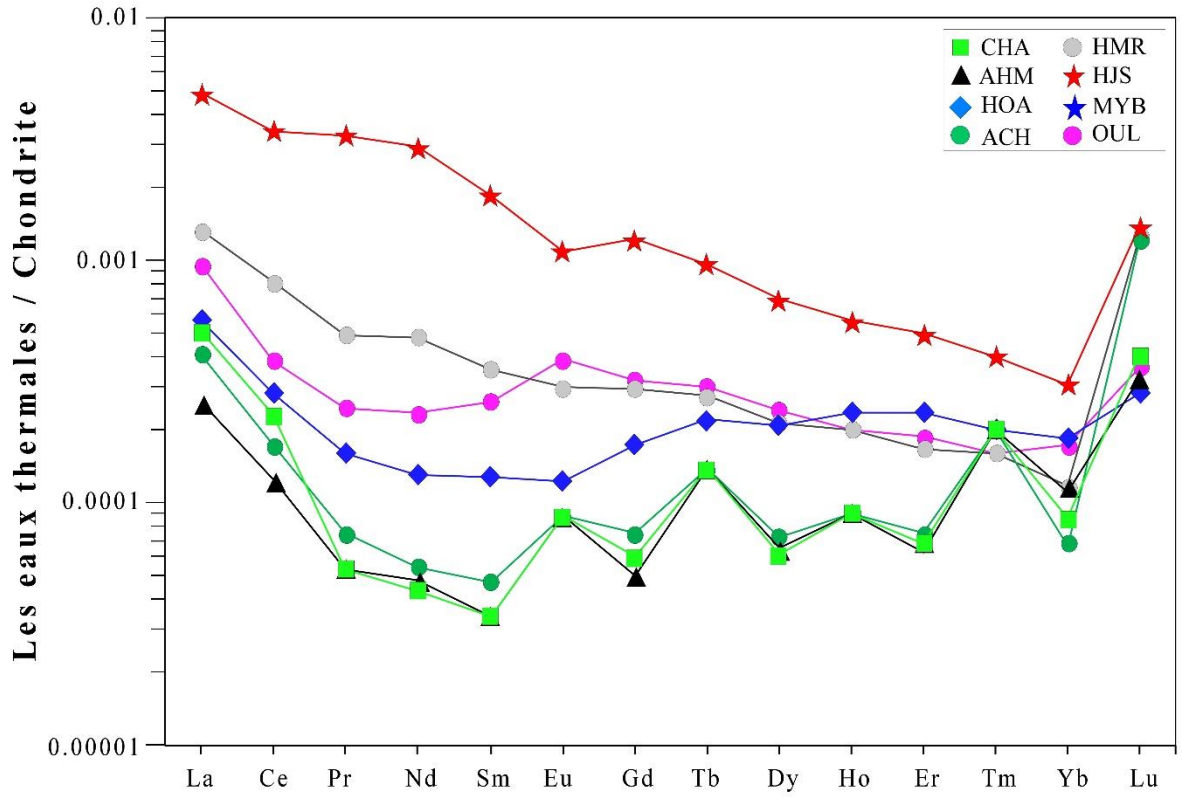

Figure 38: Les spectres des REE des sources thermales de la MFSO normalisés aux chondrites de Sun and Mac Donough (1995).

III-6- Les interactions eaux-roches et Origine des fluides.

III-6-1- Les corrélations.

Le discernement de l'origine des fluides hydrothermaux constitue une étape essentielle permettant de déchiffrer les processus de subsurface (McCarthy et al., 2005). Les corrélations entre les différents éléments chimiques révèlent souvent leur origine soluble dans le lixiviat provenant de la percolation de l'eau à travers différents matériaux. L'interaction des eaux chaudes avec ces derniers permet de fournir ces éléments lorsque les conditions d'équilibre sont atteintes (Wrage et al., 2017 ; Kaasalainen et Stefánsson, 2012). Ainsi, dans les sources étudiées, de très bonnes corrélations sont observées entres divers éléments (Fig. 39). Une parfaite corrélation du rapport Cl/Na (Fig. 39 A) est observée au sein de ces sources chaudes (R^2 = 0,97), évoquant l'interaction de ces eaux avec les évaporites riches en Halite existantes au niveau des formations du Trias et du Miocène. Les eaux qui sourdent au niveau des zones de chevauchements où affleurent les évaporites triasiques sont les plus riches en Na et Cl telles que les sources de **MYB** et **HJS**. Cependant, la faible teneur en ces éléments, observée dans les eaux d'**OUL**, jaillissant directement au niveau du socle paléozoïque dénudé de toute couverture

post-paléozoïque, suggère une origine probablement profonde magmatique comme cela a été également proposé pour le CO_2 contenu dans ces eaux acides (Tassi et al., 2006 et Sabri et al., 2019). Une telle origine a été suggérée pour les eaux acides qui sourdent dans des contextes granitiques similaires, notamment à Tengchong en chine (Wang et al., 2020) et dans la zone sud volcanique (SVZ) des Andes au Chili (Wrage et al., 2017). Les eaux **d'OUL** pourraient constituer des fluides parents des eaux de toutes les sources longeant l'accident MFSO, et qui auraient réagi avec les réservoirs de la couverture. Cependant la faible teneur en Cl relevée dans les eaux de **HMR** a été lié à la précipitation de celui-ci à l'instar d'une oxydation survenue à des niveaux peu profonds où l'on assiste à une chute de la pression permettant de libérer le CO_2 dissous dans ces eaux (Giggenbach, 1994).

D'autre part, la bonne corrélation de K/Mg (R^2 = 0,9) impliquerait (Fig. 10B) l'interaction de ces eaux avec la carnallite révélée par des forages dans les évaporites triasiques (Holser et al., 1984) et probablement avec la biotite présente dans les roches magmatiques et métamorphiques du socle cristallophyllien. De même, la corrélation Ca/Mg (R^2 = 0,95), traduirait (**Fig. 39 C**) dans un premier temps, la circulation de ces eaux au sein des roches magmatiques riches en minéraux ferromagnésiens calciques (CPX) du socle cristallophyllien, puis dans des basaltes doléritiques triasiques pour finir dans les formations calcaires dolomitiques jurassiques. La parfaite corrélation Fe/Mn (R^2 = 0,99), serait (**Fig. 39 D**) en relation avec l'interaction de ces eaux avec un substrat riche en ces deux éléments.

La bonne corrélation entre éléments alcalino-terreux Sr et Ba avec Ca (R^2 = 0,92) suggère (**Fig. 39 E**) un comportement relativement stœchiométrique entre Ba, Sr et Ca dans ces eaux. Cependant l'appauvrissement de ces eaux en Ba par rapport à Sr, exception faite pour **MYB**, impliquerait un piège potentiel beaucoup plus important pour Ba que Sr au sein des carbonates. Une telle hypothèse a été relevée au sein des eaux thermales Na-Cl associées au réseau des accidents médians de la zone volcanique sud des Andes (SVZ), au sud du Chili (Wrage et al., 2017). Les valeurs excessives en Ba observées dans les eaux de **MYB** seraient probablement liées à une interaction prolongée de ces eaux avec des matériaux riches en Ba (barytine, carbonate, minéraux silicatés). En effet, des blocs exhumés du socle paléozoïque, minéralisés et associés à l'accident MFSO, ont été cartographiés au voisinage de cette source (Lakhdar et al., 2006 ; 2007 ; Sabri et al., 2019).

La présence du Li, Rb et Cs dans l'eau thermale est généralement liée aux fluides magmatiques, (Ellis et Mahon, 1964) et leurs concentrations sont en relation avec la dissolution des roches ignées felsiques à feldspaths potassiques et micas (Fiket et al., 2015 ; Pantić et al., 2015 ; Wang

et al.,2020). Les corrélations établies entre ces éléments sont généralement bonnes (Fig. 39 F, G, H, I). Elles montrent un trend d'évolution depuis les eaux thermales de HJS jusqu'à celles de MYB, avec cependant l'individualisation de deux groupes : celui des sources riches en K, Rb, Cs et Li notamment **MYB**, **OUL**, **CHA**, **AHM** et **HOA**, et le groupe de celles appauvries en ces éléments (**HJS**, **ACH**, **HMR**). Le premier groupe comporte des sources qui sourdent dans la partie méridionale de la MFSO (**OUL** et **MYB**) et celles qui émergent dans sa partie septentrionale (**HOA**, **CHA** et **AHM**), alors que les sources du deuxième groupe sont localisées au niveau de la partie médiane de cet accident (**HJS**, **ACH**, **HMR**). Les caractères chimiques précédents relevés pour les sources riches en K, Rb, Li et Cs impliqueraient leur circulation dans les réservoirs cristallophylliens magmatiques et métamorphiques notamment dans le socle cristallophyllien granitisé au sud (**OUL**, **MYB**) et dans les gisements magmatiques rhyolitiques récents de la partie nord (**HOA**, **CHA**, **AHM**). Ces gisements sont susceptibles de fournir ces éléments lors de la dissolution des roches ignées felsiques (Pantić et al., 2015). Les eaux les plus appauvries en ces éléments sourdent dans la partie médiane de cet accident, matérialisée par une épaisse série secondaire et tertiaire structurée en nappes successives. Cette architecture est probablement à l'origine d'un transfert beaucoup plus long vers la surface, que celui des sources précédentes, ce qui entrainerait des réactions de précipitations provoquant la rétention de ces éléments ou encore des dilutions causées par les mélanges avec les eaux superficielles (Wrage et al., 2017).

Ces éléments (Li, Rb et Cs), considérés comme conservateurs (Giggenbach, 1994), reflètent les caractéristiques géochimiques des aquifères locaux notamment leurs teneurs en argile et leur composante en aluminosilicate. Sur le diagramme ternaire Li-Rb-Cs (Fig. 39-J), les relations entre ces éléments montrent que la répartition des eaux Na-Cl (**CHA, AHM, AOH, HJS et MYB**) serait en relation avec les processus des interactions et des réactions survenues au cours de leur circulation en profondeur. Ainsi, les eaux **d'AHM** ont gardé la signature chimique du réservoir profond et se rapprochent de la composition moyenne de la croûte impliquant une interaction eau-roches très limitée et une légère élimination de Rb. Cette dernière est bien marquée dans les eaux **d'AOH** à cause de l'incorporation préférentielle de cet élément dans les argiles et s'accentue dans les eaux de **CHA** et **MYB** avec cependant, l'incorporation de Cs dans les eaux de ces deux sources. En effet, ces deux éléments peuvent remplacer le K (Reimann et Brike, 2010) en raison de leurs rayons ioniques similaires, mais l'incorporation de Rb dans les argiles (Illite) précède celle de Cs (Zéolite) (Fiket et al., 2015). En outre, une diminution importante de la teneur de Cs est observée dans les eaux thermales de **HJS** suggérant que

l'absorption de Cs a probablement duré plus longtemps au cours de l'interaction accrue avec les zéolithes secondaires. La circulation latérale de ces eaux au niveau des zones de chevauchement dans une pile sédimentaire épaisse, aurait favorisé la durabilité de cette interaction.

Cette diminution de la teneur de Rb couplée à celle de Cs est également observée dans les eaux thermales bicarbonatées (HCO_3) (**OUL, HMR** et **ACH**), situées dans le domaine des courants descendants. Cette diminution serait sans doute causée par l'adsorption de ces éléments par les argiles (illites) et les aluminosilicates (zéolites). L'élimination de Cs est bien marquée dans les eaux de **HMR** et **ACH** que dans celles **d'OUL**. Les exutoires de ces deux sources (**HMR** et **ACH**) sont situés dans la partie médiane de MFSO, au sein d'une immense pile sédimentaire organisée en nappes, favorisant un contact de longue durée avec les zéolites contrairement aux eaux **d'OUL** qui sourdent directement au niveau du paléozoïque.

Toutefois, les eaux thermales **HJS**, **ACH** et **HMR** de la partie médiane de l'accident MFSO sont riches en Li. Cette richesse est probablement liée au piégeage du Cs par les zéolites et les minéraux argileux au cours d'une longue traversée des formations marneuses et argileuses respectivement secondaires et tertiaires disposées en nappes dans cette zone du Mésorif.

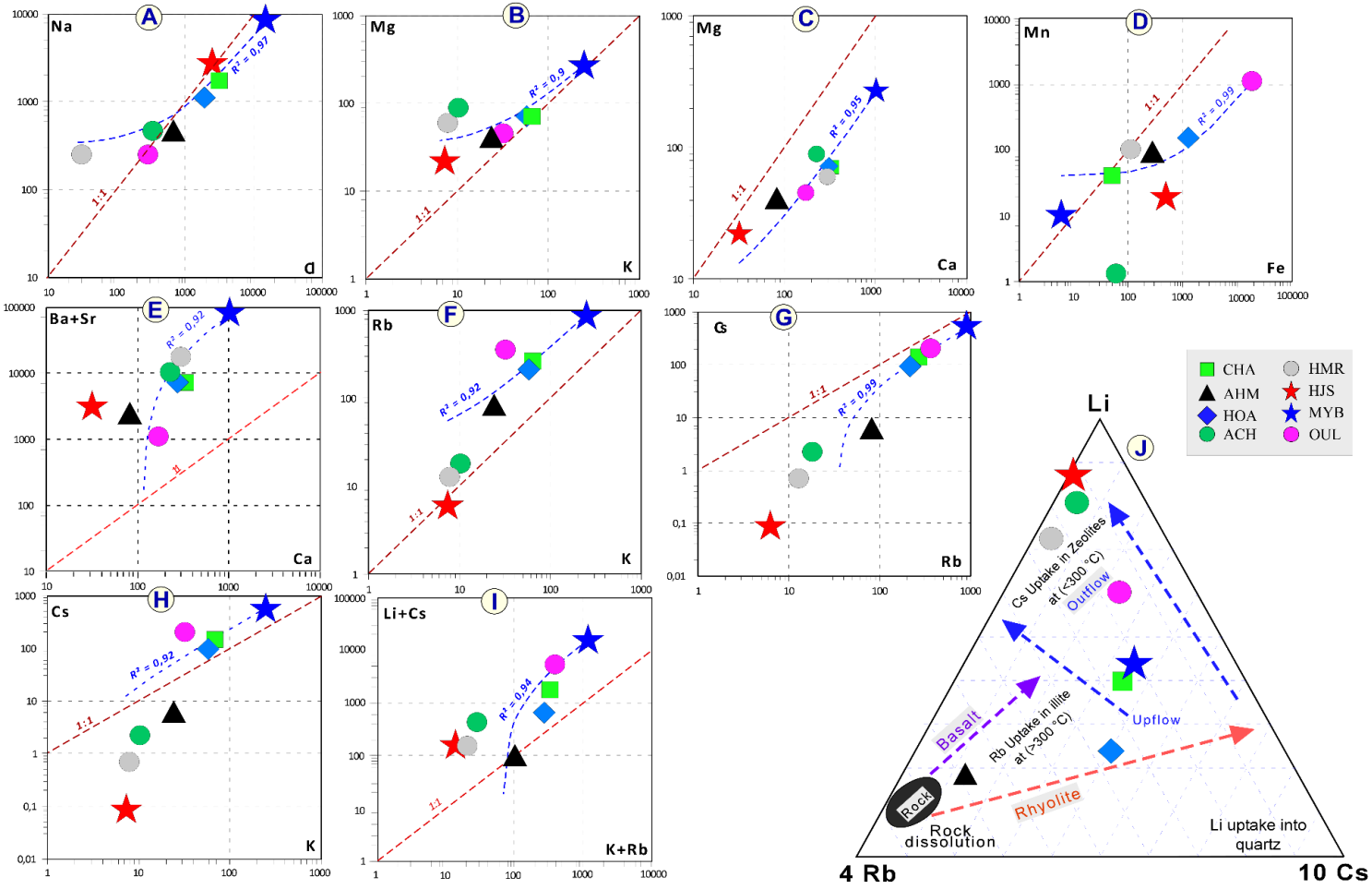

Figure 39: Corrélations entre les différents éléments chimiques des eaux des sources thermales de la MFSO.

III-6-2- Indices de Saturation.

L'état de saturation indique la tendance d'une solution à la dissolution ou à la précipitation des minéraux. En fonction des conditions physico-chimiques et de la minéralisation totale de l'eau, chaque phase minérale est ainsi dissoute ou précipite afin d'atteindre l'état d'équilibre du système eau-roche (Mutlu, 1998; Mutlu and Gülec, 1998; Arnórsson et al., 1983, Stefánsson et Arnórsson, 2000, H. Kaasalainen, et A. Stefánsson ; 2012).

Les indices de saturation (SI) des eaux de la zone d'étude ont été calculés en se basant sur les températures et le pH mesurés à la résurgence, à l'aide du programme informatique PHREEQC (version 3.6.2 ; Parkhurst et Appelo, 1999). Si (SI) est supérieur à 1, l'eau est sursaturée et précipitera la phase solide ou l'exsolution des gaz se produira, tandis que si SI est inférieur à -1, l'eau est sous-saturée et peut dissoudre les phases solides ou gazeuses, alors que dans l'intervalle intermédiaire (1> SI > -1), l'eau est saturée, c'est-à-dire à l'équilibre.

Rappelons que la position des exutoires de ces sources, le long de l'accident MFSO, se situe dans les formations carbonatées (**ACH**, **HMR**), magmatiques (**OUl**, **HOA**), argilo-marneuses et molassiques (**HJS**, **MYB**, **AHM**, **CHA**). Ainsi, les indices de saturation sont calculés en fonction des principales phases minérales susceptibles d'être présentes dans les réservoirs traversés par ces eaux thermales. Exceptée la source **CHA** acide et saturée en kaolinite et muscovite, les eaux chaudes Na-Cl (**AHM**, **HOA**, **HJS**, **MYB**) et bicarbonatées (**ACH**, **HMR**, et **OUL**) sont saturées à sursaturées en minéraux argileux (illite, kaolinite, muscovite et montmorillonite). Ce constat implique une interaction de ces eaux avec des roches cristallophylliennes méta-sédimentaires et magmatiques où les minéraux probablement impliqués lors des équilibres fluides-roches, sont les silicates tels que le feldspath K, les silicates d'aluminium (zéolites) et les argiles (Fig. 40). Ce résultat est observé dans les eaux chaudes où les concentrations aqueuses en éléments chimiques sont contrôlées par l'équilibre dans les eaux surtout Na-Cl (Berger et al., 1988, Shaw et Sturchio, 1992 ; Stefánsson et Arnórsson, 2000, H. Kaasalainen et A. Stefánsson ; 2012). La sursaturation des eaux **d'OUL**, **HJS** et **HOA** en gibbsite est un argument de plus de l'interaction de ces eaux avec les minéraux silicatés riches en aluminium des roches métamorphiques et magmatiques du socle. Les gisements de bauxite pouvant fournir ces éléments n'ont pas été signalés le long de cet accident. Par ailleurs, les sources chaudes **HMR**, **ACH** et **MYB** saturées à sursaturées en minéraux carbonatés (calcite, dolomite et aragonite) impliqueraient des équilibres au sein des réservoirs carbonatés. Leur sursaturation en dolomite, atteste que ces équilibres se seraient produits au sein des formations carbonatées jurassiques connues par leur nature dolomitique dans le Rif (Faugère, 1978 ;

Benzaggagh, 2019). Ces eaux ont probablement séjourné dans ces réservoirs au cours de leur transfert vers la surface. Ceci est justifié par la diminution des indices de saturation de l'illite, de la gibbsite, de la kaolinite observée dans ces eaux et serait probablement en relation soit avec une dilution causée par les processus de mélanges dans ces réservoirs ou par une incorporation préférentielle de certains ions comme Mg dans les dolomites et K et Al dans les argiles à de basses températures (Wang et al., 2020). Toutefois, toutes ces sources montrent une saturation en silice qui peut s'extraire des formations cristallophylliennes profondes et argileuses ou gréseuses sus-jacentes. Ainsi, les équilibres de ces eaux seraient donc limités aux réservoirs cristallophylliens profonds et carbonatés sus-jacents où se seraient produits les processus de dilution et de mélanges.

La sursaturation de ces eaux thermales, longeant l'accident majeur MFSO, en minéraux argileux, auraient probablement contribué à une précipitation importante de ces minéraux secondaires au cours de leurs circulations en profondeur et leur transfert vers la surface et à moindre degré pour certains des minéraux carbonatés. Ces minéraux secondaires essentiellement argileux tapisseraient les roches constituant les parois de l'accident majeur MFSO. Ceci, pourrait, en plus de la présence des fluides, réduire les frottements au niveau de cet accident et provoquer son affaiblissement comme c'est le cas de l'accident Yangsan en Corée du Sud (Lee et al., 2019) ou encore celui de San Andreas (Kennedy et al., 1997). L'activité sismique au niveau de l'accident MFSO est similaire celle de Nekor qui constitue sa parallèle ouest, cependant l'intensité sismique est en générale plus faible et moins destructrice que celle de Nekor.

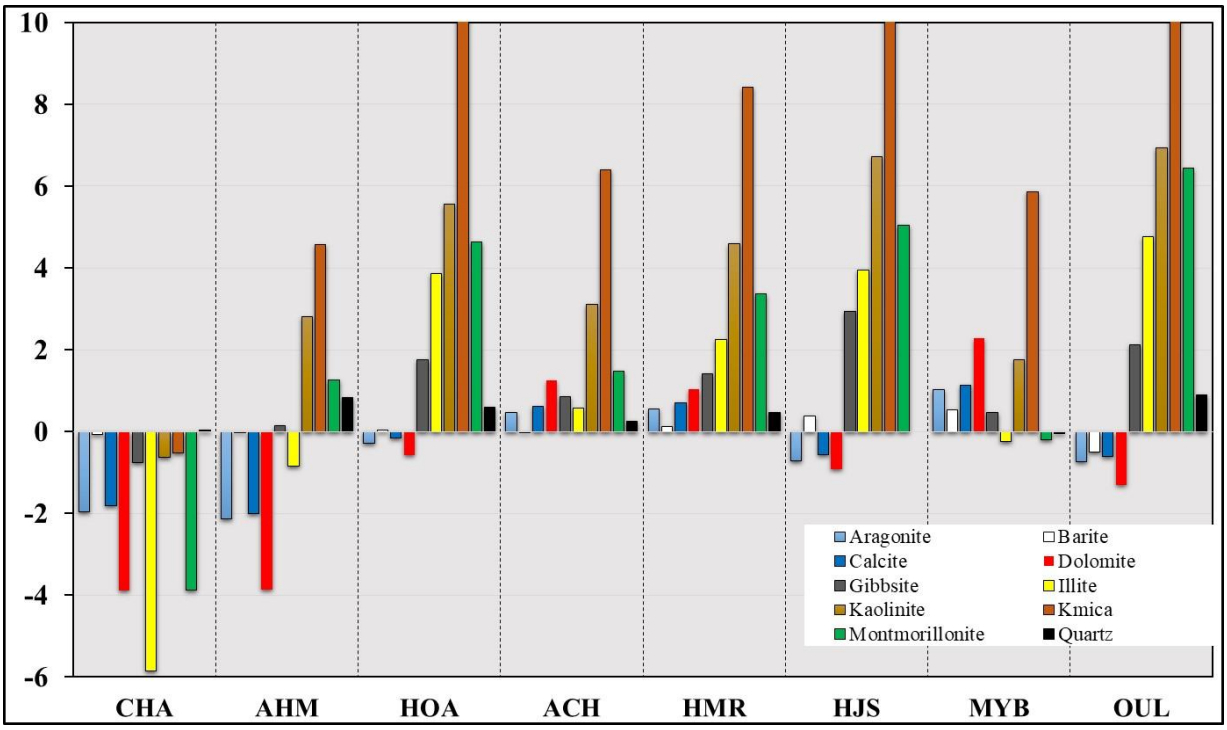

Figure 40: Digramme des indices de saturation calculés des eaux thermales longeant l'accident majeur MFSO.

III-6-3- Les diagrammes D'Amore

L'application de cette méthode sur les eaux thermales étudiées permet de distinguer deux groupes de sources thermales avec deux spectres différents (**Fig. 41**). Le premier groupe concerne les eaux thermales Na-Cl (**AHM, HOA, CHA, HJS et MYB**) affichant des spectres caractérisés par des valeurs très faibles des paramètres B et F, et élevées du paramètre D. Ces spectres sont similaires au spectre standard de référence de type γ (**Fig. 41A**) qui caractérise les eaux thermales qui auraient circulé très profondément grâce à des fortes discontinuités tectoniques à travers un socle rigide matérialisé par des roches cristallophylliennes (D'Amore et al., 1983). Les faibles variations des paramètres B, D, E et F observées entre les spectres de ces eaux seraient en relation avec les processus de mélange et/ou interaction avec la nature différente de l'encaissant recoupé par l'accident MFSO. En effet, le faciès carbonaté domine le long de cet accident avec cependant des faciès évaporitiques associés aux formations argileuses triasiques et aux formations des bassins néogènes matérialisées par la crise de salinité messénienne bien marquée respectivement dans les spectres des eaux de la partie sud et nord oriental rifaine. Cependant, les faibles valeurs du paramètre E du spectre des eaux thermales de **HJS** seraient probablement en relation avec leur interaction avec les anhydrites riches en sulfates. Les teneurs élevées en F des spectres des eaux de la partie nord (**HOA, AHM et CHA**) attestant de leur richesse en potassium, s'expliqueraient par l'interaction de ces eaux avec les

gisements volcaniques calco-alcalins acides (rhyolite) affleurant dans cette zone. Le deuxième groupe des eaux thermales à faciès HCO_3^- affiche des spectres comparables à ceux des spectres standards de type 3 qui caractérisent les eaux carbonatées sodiques et potassiques (D'Amore et al., 1983), (**Fig. 41 B**). Les eaux carbonatées-calciques (**ACH**, **HMR**) auraient circulé à travers une zone faillée à des profondeurs importantes au sein des réservoirs calcaires essentiellement jurassiques. Celles carbonatées-sodiques (**OUL**) auraient également circulé à travers un réseau de failles au sein des formations cristallophylliennes et auraient acquis le caractère bicarbonaté suite à leur dépressurisation au cours de leur transfert vers la surface. Ces résurgences sourdent dans des terrains granitiques paléozoïques (**OUL**), calcaires et dolomitiques jurassiques (**ACH** et **HMR**) par le biais d'un réseau de failles. Les variations relevées entre les spectres de ces eaux et les spectres standards, seraient une conséquence des mélanges avec les eaux superficielles dont l'infiltration est rendue facile par le réseau de failles bien marqué dans ces contextes géothermaux. Ce réseau de failles est vraisemblablement rattachable à l'accident majeur MFSO.

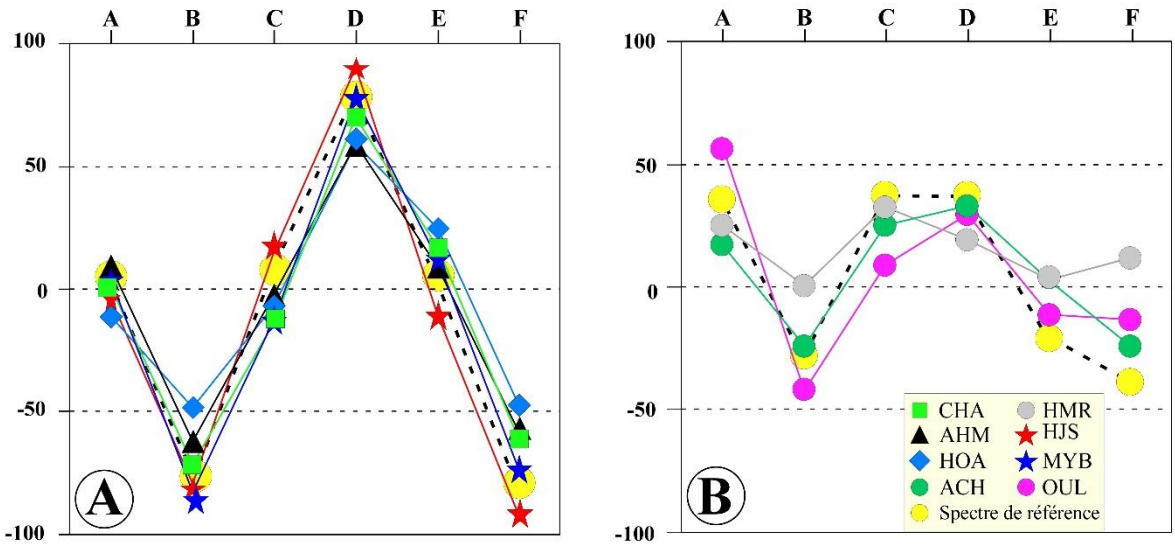

Figure 41: Application de la méthode IIRG (D'Amore et al., 1983) au eaux thermales longeant l'accident MFSO. Les spectres de références sont représentés en tirées.

III-6-4- Les géothermomètres

Les géothermomètres géochimiques ont été proposés pour estimer la température des réservoirs, qui joue un rôle très important dans l'exploration des ressources géothermiques. En effet, ces géothermomètres sont susceptibles de fournir la température qui reflète les équilibres eau-minéraux dans des réservoirs profonds (Nicholson, 1993). Parce qu'ils fournissent généralement des estimations de température plus fiables que les autres géothermomètres

(Verma et al., 2008 ; Almirudis et al., 2018), ceux de Na-K ont été choisis dans cette étude pour l'estimation des températures d'équilibre.

Considérant que les géothermomètres enregistrent la température du dernier équilibre, qui n'est pas nécessairement celle du réservoir profond, le choix de ce géothermomètre est basé :

1) L'influence de la nature lithologique des réservoirs traversés par ces eaux thermales dans les zones d'origine des sources (Kolesar et al., 1977 et Pandarinath, 2011). En effet, les eaux souterraines peu profondes de la partie nord traversent une épaisse série sédimentaire organisée en nappe dont la minéralogie est très différente de celle des roches situées en profondeur dans le réservoir cristallophyllien.

2) Sa fiabilité à estimer des températures proches de celles des réservoirs profonds par rapport à d'autres géothermomètres, dont le SiO_2, qui est souvent influencé par le mélange d'eaux chaudes profondes riches en silice avec des eaux souterraines froides pauvres en silice (Güileç 1994). Ce géothermomètre affiche généralement des températures basses correspondant à ces résultats de mélange (Pandarinath, 2011). Cependant, le transfert de l'eau vers la surface implique la séparation et la dilution de la vapeur affectant la concentration de silice, ce qui influence la géothermométrie du SiO_2 (Henley et al. 1984).

Les résultats de ces géothermomètres sont consignés dans le (Tableau 3), à côté de ceux de K-Mg, Na-K-Ca, Na-Li, et SiO2 qui sont utilisées, avec prudence, juste pour obtenir les températures basses et hautes du système. Les températures obtenues pour ces eaux, affichent une cohérence entre les températures estimées par les trois méthodes de calcul du géothermomètre Na/K. Tenant compte des mélanges avec des eaux souterraines peu profondes, ainsi que les réaction provoquant la précipitaion des minéraux, ces eaux thermales affichent des rapports Na/K compris entre $19 \leq Na/K \leq 27$ caractérisant les sources du Nord (**CHA**, **HOA** et **AHM**), $32 \leq Na/K \leq 46$ pour les sources de la partie médiane (excepté HJS, Na/K = 387) et Na/K = 8 pour les sources du sud (**OUL**). Ceci permettrait de fournir des approches fiables pour l'estimation de la température de ces réservoirs. Cependant la capacité de prédiction de ce géothermomètre à des températures inférieures à 200 °C (c'est-à-dire avec des rapports Na/K compris entre 13 et 27) présente de plus grandes incertitudes que les rapports (compris entre 3 et 13) correspondant à des températures élevées (entre 200 °C et 340 °C). Les sources du nord et du centre sourdent au sein des structures organisées en nappes d'âge secondaire et tertiaire et séparées par des chevauchements. Ces sources seraient probablement soumises au cours de leur circulation à un refroidissement par conduction en relation avec un écoulement latéral suivant

les plans de chevauchements ou à des interactions de longue durée avec les minéraux argileux près de la surface. C'est la raison pour laquelle ces eaux ont tendance à présenter des rapports Na/K moyennement élevés ($19 \leq Na/K \leq 46$) pour des températures allant de 100 °C à 200 °C (Nicholson, 1993; O'Brien, 2010 ; Almirudis et al., 2018). Décalée vers l'est de l'accident majeur MFSO, ce constat est d'autant plus logique pour les eaux thermales **HJS** où le refroidissement serait en relation avec la circulation latérale près de la surface, à travers les plans de décollements soulignés par les évaporites triasiques ce qui explique la valeur élevée du rapport Na/K. Par contre les températures estimées pour **OUL** seraient plus fiables car Na/K=8. En effet, cette source sourde dans le socle paléozoïque rigide traversé par un important réseau de fractures relayées à l'accident lithosphérique MFSO qui facilite le transfert de ces eaux gazeuses vers la surface. Le faible rapport Na/K=8 de cette source peut être attribué d'abord à l'absence des formations évaporitiques ainsi qu'aux processus d'échange d'ions entre les minéraux argileux ou bien à l'absence de conditions d'équilibre entre ces eaux et les minéraux d'altération argileux qui précipitent et entravent ces équilibres (Giggenbach, 1994). Par contre les rapports élevés de Na/K des sources de la zone centrale et nord, seraient en relation avec la présence des évaporites suggérant ainsi une lixiviation préférentielle du Na par rapport au K, en plus de l'élimination d'une partie du K sous forme de produits d'altération secondaires (Giggenbach, 1988).

En outre, le diagramme ternaire $K - Na - \sqrt{Mg}$ de Giggenbach, (1988) permet de distinguer encore une fois entre les eaux partiellement équilibrées (eaux matures) (**HJS, MYB, CHA, HOA, AHM**) et les eaux immatures (**HMR, ACH, OUL**) (Fig. 42). Les eaux matures possèdent des exutoires au sein des formations argilo-marneuses qui auraient probablement favorisé le colmatage des fractures limitant les infiltrations des eaux superficielles. Cependant, les exutoires des eaux immatures sont situés dans des calcaires (HMR, ACH) et des granites (OUL) intensément fracturés facilitant l'infiltration des eaux de surface riches en Mg, et provoquant leur mixage avec les eaux thermales.

Tableau 3: Valeurs des températures d'équilibre estimées par les différents géothermomètres.

	Na-K Fournier (1979)	Na–K Giggenbach (1988)	Na–K Arnórsson (2000)	Na–K–Ca Fournier and Truesdell (1973)	Na–K–Ca-Mg Nieva and Nieva (1987)	Quartz Fournier (1977)
CHA	143,6	162,9	130	145,6	132,1	58
AHM	169,4	187,5	154,2	153,5	157,3	150,2
HOA	165,8	184,2	150,8	154,9	153,8	108,4
ACH	113,7	134,2	103,2	108	90,9	82,2
HMR	134,2	153,9	121,5	112,3	97,8	89,8
HJS	49	47,3	53	66,9	54,6	49,1
MYB	127,8	147,8	115,8	149,6	126,4	70,8
OUL	240,4	254	226,1	182,3	226,8	168,2

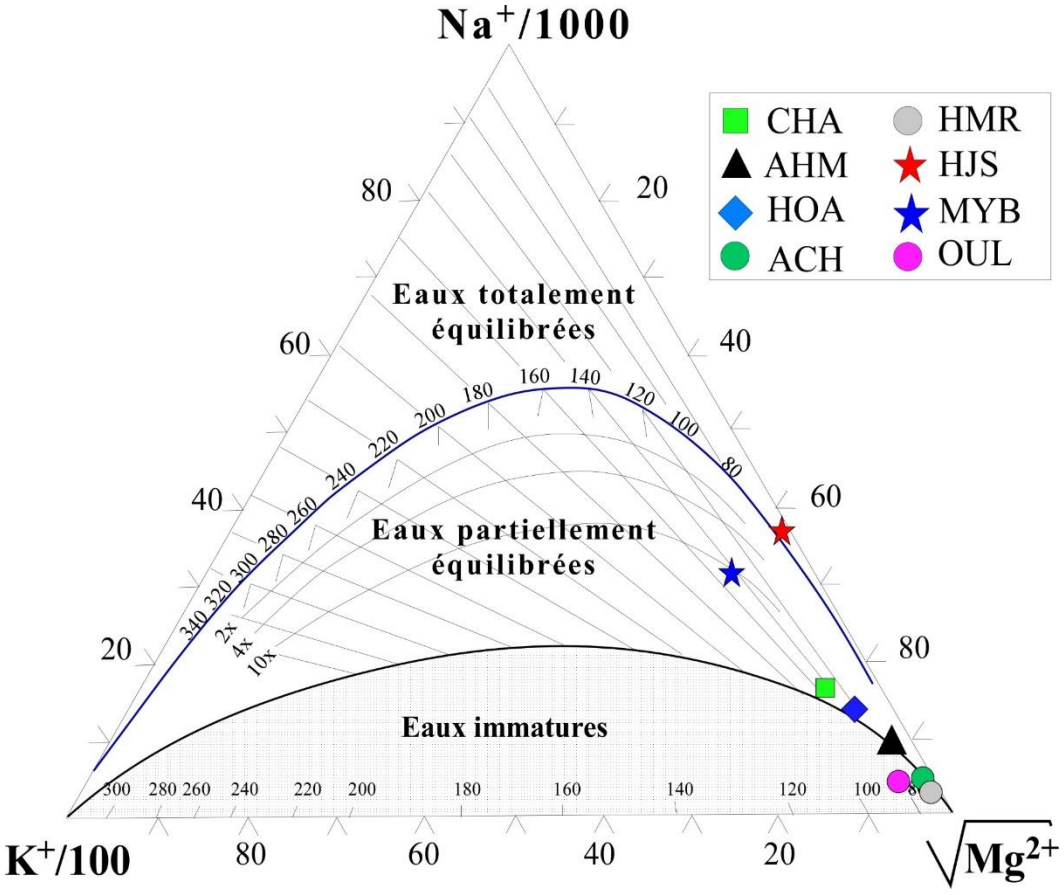

Figure 42: Projection des échantillons des eaux chaudes de la MSFO sur le diagramme de Giggenbach (1988).

III-6-5- Les isotopes

Les compositions isotopiques en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ des sources thermales du secteur d'étude varient respectivement de –8,39 à –5,2‰ V-SMOW pour $\delta^{18}O$ et de –51,2 à –30,1‰ V-SMOW pour $\delta^{2}H$ (Tableau. 2).

Ces teneurs sont reportées sur le diagramme ^{18}O vs ^{2}H (Fig. 43A) et comparées avec la ligne météorique mondiale (**GMWL**, $\delta^{2}H = 8\delta^{18}O + 10$, (Craig 1961)) et celle du Maroc représentant les précipitations locales (**MMWL**, $\delta^{2}H = 8\delta^{18}O + 14$; (Raibi et al., 2006, Ouda, et al., 2005 Bouchaou et al.2017). Les échantillons des eaux thermales étudiées sont disposés le long des lignes représentatives des eaux météoriques mondiales **GMWL** et locales **MMWL**, à l'exception de la source de **MYB** qui affiche un léger déplacement positif en $\delta^{18}O$. Cette déviation isotopique de **MYB** serait en relation avec l'évaporation au moment de l'infiltration au niveau de la zone de recharge (Sabri et al., 2019). De plus, étant donné que la salinité de l'eau de MYB est élevée, les différentes contributions d'eau saline isotopiquement lourde et/ou la dissolution partielle du gypse peuvent être impliquées. Cette dernière hypothèse serait plus plausible puisque la décharge de cette source est située à la base d'un front de chevauchement scellé par des formations triasiques riches en évaporites.

Ces signatures isotopiques indiquent que ces eaux ont gardé leur signature météorique sans être affectée par les processus d'interaction eau-roche à haute température susceptibles de modifier leur composition isotopique stable (Fig. 43A). Sachant que, le gradient d'épuisement isotopique en $\delta^{18}O$ régional moyen est d'environ 0,25‰ par 100m (Winckel et al., 2002), ces données isotopiques peuvent être utilisées pour estimer et identifier les altitudes des zones de recharge. Les faibles valeurs en isotopes stables de $\delta^{18}O$ indiquent que les zones de recharge en eaux seraient situées à une altitude importante sous un climat froid. Les estimations isotopiques permettent de localiser ces zones de recharge à des altitudes allant de 828 à 2100m correspondant aux reliefs du Rif et des Atlas (Fig. 43B).

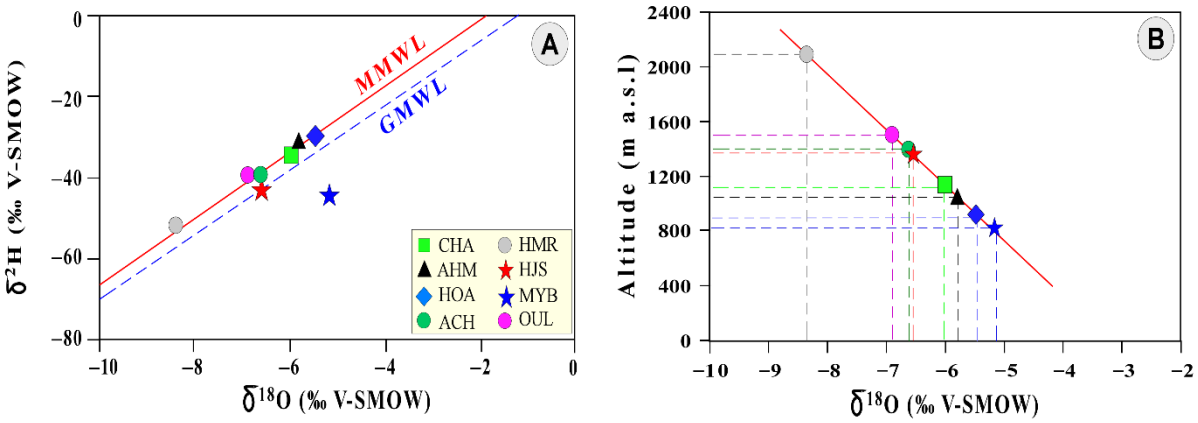

Figure 43: Diagramme A : $\delta^{18}O$ vs $\delta^{2}H$ isotopiques des eaux chaudes de MFSO comparées avec la ligne météorique mondiale et locale (GMWL, MMWL). B : Altitude de recharge vs $\delta^{18}O$

III-7- Les gaz

Les gaz sont des composants favorables à l'étude de la provenance des substances volatiles libérées dans les régions volcaniques ou non et hydrothermales, généralement associées à des structures tectoniques profondes actives (faille, cisaillement, chevauchement etc…) (Lee et al., 2016 ; 2019). Cependant, malgré l'absence du magmatisme dans ces zones, ces failles peuvent constituer des voies perméables facilitant la diffusion des volatiles dérivés du manteau (Kennedy et al. 1997 ; Kennedy & Van Soest 2007 ; Doğan, et al., 2009 Kulongoski et al, 20013 ; Boles et al. 2015 ; Lee et al., 2019). Cette situation pourrait permettre aux eaux des sources liées à ces failles de récupérer et de libérer ces volatiles dérivés du manteau au niveau de leurs zones de décharge (Bräuer et al., 2008 ; Lee et al., 2017 et 2019).

Les sources thermales étudiées sont toutes gazeuses et associées à la structure tectonique majeure de l'accident MFSO (Tableau 4). Les données de ces gaz seraient d'une grande importance dans la compréhension de l'ampleur de cette structure souvent négligée par rapport à celle de Nekor (Fig. 8). Les composants gazeux dominants pour la plupart des échantillons sont N_2 variant entre 0,87% et 91,5% en volume et CO_2 allant de 0,55% à 93,6% en volume. Les valeurs légèrement élevées d'O_2 et d'Ar observées pour **HJS** sont susceptibles d'être en relation avec une contamination de l'air pendant l'échantillonnage ou bien à des interactions eau-roche près de la surface. Ar, Ne et He vont respectivement de 0,0210 ppm (**OUL**) comme valeur minimale à 1,6560 ppm comme valeur maximale (**HJS**), 0,00001 ppm (**OUL**) à 0,001231 ppm (**AHM**) et de 0,0001 ppm (**HJS**) à 0,1854 ppm (**OUL**). Cependant les signatures

isotopiques R/Ra (He) varient entre 0,203 à **HMR** et 3,864 à **OUL**, tandis que celles du ^{13}C (CO_2) oscillent entre -19,3‰ à **HJS** et -4,25‰ à **OUL**.

Tableau 4 : Teneurs et compositions isotopiques en gaz des eaux des sources thermales de la MFSO.

	CO_2	N_2	Ar	O_2	CH4	Ne	He	H_2	R/Ra	He/Ne	$^{40}Ar/^{36}Ar$	$\delta^{13}C$ (CO_2)
CHA	5.2	86.52	0.787	5.34	0.0021	0.000076	0.03	0.225	0.34	7.96	n.m	-12.4
AHM	2.7	91.5	0.8298	2.7	2.3	0.001231	0.0151	n.m	0.73	12.94	305.7	-14.6
HOA	23.617	75.21	0.725	0.292	0.0059	0.00053	0.1445	0.0058	0.507	273	321	-9.09
ACH	55.515	42.52	0.655	1.253	0.0015	0.00051	0.0557	<0.0001	0.224	109	298	-11.19
HMR	93.665	6.183	0.092	0.039	0.0009	0.00006	0.0195	0.0004	0.203	325	506	-12.6
HJS	20.84	71.226	1.656	6.121	0.155	0.0012	0.0001	<0.0001	0.311	0.083	348	-19.3
MYB	0.553	1.59	0.038	0.003	97.1	0.00003	0.0132	0.0061	1.253	443	294	-11.2
OUL	98.629	0.8774	0.021	0.256	0.032	0.00001	0.1854	<0.0001	3.864	18570	298	-4.25

Sur le diagramme N_2-Ar-He qui montre, selon les abondances relatives de ces éléments, une tendance au mélange entre les sources MORB et atmosphériques est constatée (Fig. 15), alors que les gaz des eaux thermales associées à l'accident MFSO suivent la tendance des gaz continentaux. Cette tendance s'accentue en allant du SW (**OUL**) vers le NE (**AHM**) suivant la direction de l'accident majeur MFSO (Fig. 8). Les eaux chaudes **d'OUL** jaillissant dans le socle mesetien sont riches en fluides issus du manteau qui diminuent progressivement dans les eaux des sources des Rides Sud Rifaines (**MYB**) et du Mesorif (**HMR**, **CHA, HOA, AHM et HJS**) probablement influencées par les gaz dérivés des sédiments et qui dominent les fluides mantelliques. Cette évolution serait sans doute en relation avec l'épaississement de la croûte amplifiée par la superposition des nappes de la couverture secondaire et tertiaire édifiée lors de l'orogenèse alpine du domaine rifain (Mancilla et Diaz, 2015 ; Petit et al., 2015, Gimeno-Vives et al., 2020). Cependant la position d'AHM et CHA à la limite du champ des gaz des arcs volcaniques avec celui des sédiments serait en relation avec l'influence des gaz sédimentaires continentaux de type arc (Fig. 44). En effet, les exutoires de ces sources sont situés au sein de la zone volcanique de l'arc méditerranéen. Cependant, la position de **HJS** à proximité de la valeur de l'eau saturée d'air ("ASW") serait en relation avec une importante contribution atmosphérique qui masquerait la contribution mantellique et continentale au sein de ces eaux, sans toutefois négliger les interactions de sub-surface précédemment relevées dans ces eaux.

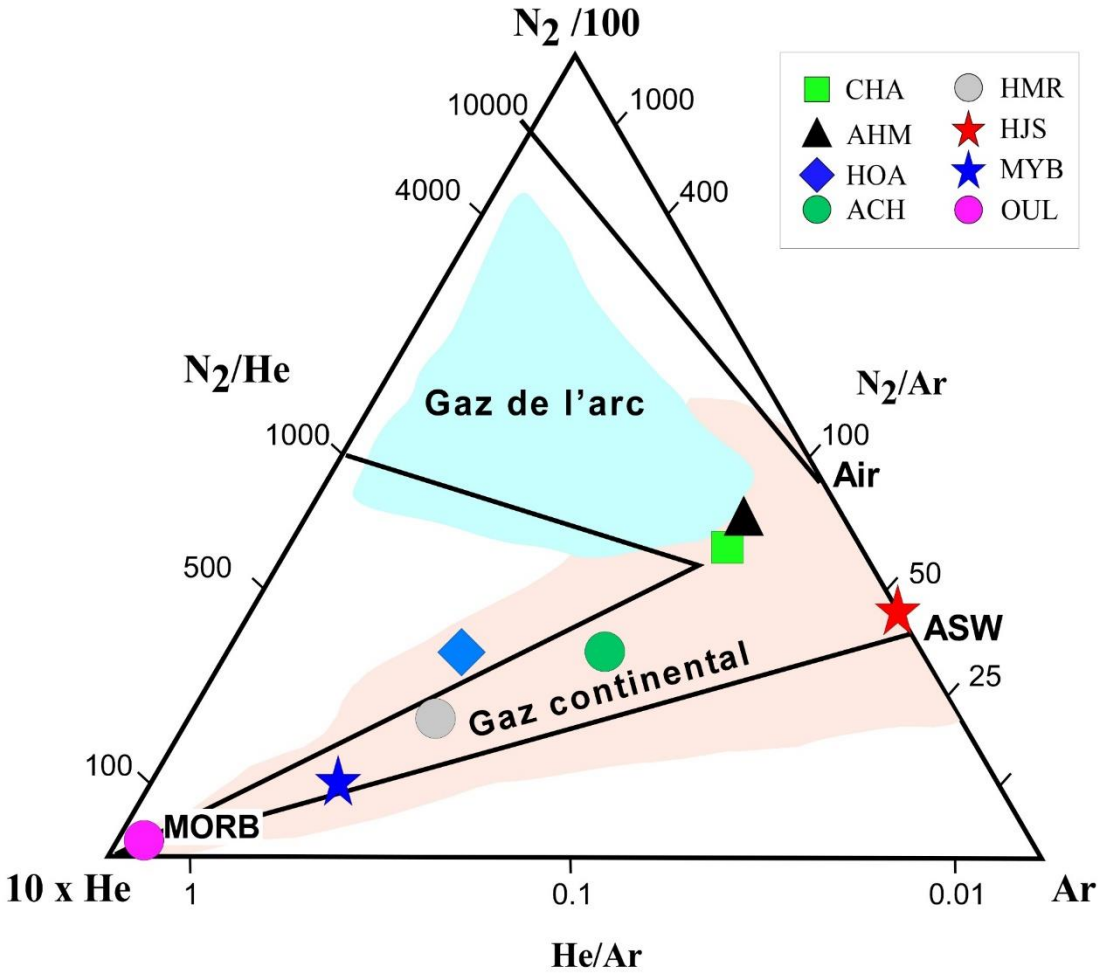

Figure 44: Diagramme N_2-Ar-He (Giggenbach, 1992) et modifié par (Lee et al., 2019), montrant l'abondance des gaz N_2, Ar et He des gaz dissous dans les eaux thermales associées à MFSO.

La relation entre les rapports isotopiques $^{3}He/^{4}He$ et $^{20}Ne/^{4}He$, permettant de distinguer et de déterminer l'origine crustale, mantellique ou atmosphérique de He (Sano et Wakita 1985, modifié par Lee et al., 2019), des gaz mesurés dans les fluides des sources hydrothermales associés à l'accident MFSO, est représentée dans la figure (45A). La contribution mantellique parait évidente depuis le SW (**OUL**) vers le NE (**HJS**) suivant la direction de la faille MFSO. Cette évolution serait également en relation avec l'épaississement de la croûte du sud au nord impliquant la contribution de plus en plus des fluides issus des sédiments dans les eaux thermales mésorifaines. En effet, les données géophysiques confirment cet épaississement crustal de la meseta au sud vers le Rif au nord (Fullea et al., 2007 ; Mancilla et Diaz, 2015). De plus, ces eaux hydrothermales affichent une composante atmosphérique (ASW) quasi-nulle attestant qu'elles n'ont pas été contaminées par les gaz atmosphériques. Le léger enrichissement

en ^{20}Ne observé pour **CHA** et **AHM** serait en relation avec le mélange de ces eaux avec les fluides issus des sédiments de l'arc.

La liaison intime entre le CO_2 et He, dont les compositions isotopiques fournissent des informations sur les substances volatiles dérivées du manteau, permettrait d'évaluer la composante gazeuse d'origine mantellique dans ces sources et de vérifier si l'ancrage de la faille MFSO est si profond pour permettre sa connexion avec les fluides émanant du manteau. La source en CO_2 des fluides des sources thermales de la MFSO peut être évaluée à partir des valeurs $\delta^{13}C$ en fonction de $^{3}He/^{4}He$ (Fig. 45B). Dans ce groupe, **OUL** se distingue par ses valeurs plus élevées respectivement de $\delta^{13}C$ (-4,25‰) et de $^{3}He/^{4}He$ (R/Ra = 3,864) la rapprochant des valeurs du MORB représentées par ($\delta^{13}C$ = -6,5 ± 2‰) pour le ^{13}C (Sano et Marty 1995) et par (R/Ra = 8) pour He (Graham, 2002). Ce rapprochement serait en relation avec une faible contribution du CO_2 biogénique ($\delta^{13}C$ = -14,50 à -24,92‰; R/Ra = 0,05 à 1,68) probablement rare dans le socle essentiellement cristallophyllien (la valeur R/Ra de la croûte étant de 0,02 ; Ozima et Podosek, 2002). En revanche, les valeurs respectives de ^{13}C (-19,30 à -9,09‰) et de R/Ra (0,203 et 1,253) des autres échantillons, seraient compatibles avec une contribution du CO_2 biogénique sans doute abondant dans les sédiments néogènes comme en témoignent les forages pétroliers (Oziabkine, 1979). La position de ces échantillons au sein des aires des accidents cisaillant de San Andreas et d'Anatolie du Nord qui constituent des zones perméables libérant du CO_2 biogénique du sol ayant la gamme de $\delta^{13}C$ de -11,87 à -24,0‰ (Lewicki et Brantley, 2000 ; Doğan, et al., 2009 ; Kulongoski et al,. 20013 ; Lee et al., 2019) (Fig. 45B), confirme une fois de plus, l'association intime des sources thermales étudiées avec l'accident cisaillant MFSO. Cette dernière traverse au sud, le socle cristallophyllien et au nord, le Prérif et le Mésorif caractérisés par des formations sédimentaires secondaires et tertiaires structurées en nappes superposées riches en matière organique (Faugère, 1978 ; Benzaggagh, 2019). Cependant, à l'exception de **HJS** située dans l'air de la faille nord d'Anatolie sans doute à cause d'une contribution du carbone biogénique (Fig.45), les autres sources sont positionnées au sein de l'aire de la faille transformante de San Andreas montrant que la MFSO correspondrait à une faille coulissante qui favoriserait une contribution non négligeable du manteau. Les eaux thermales de **HOA** et **OUL** dont les exutoires sont situés au sein des complexes magmatiques et dont la position est située au-dessus de cette aire, seraient en relation avec une contribution plus importante du manteau.

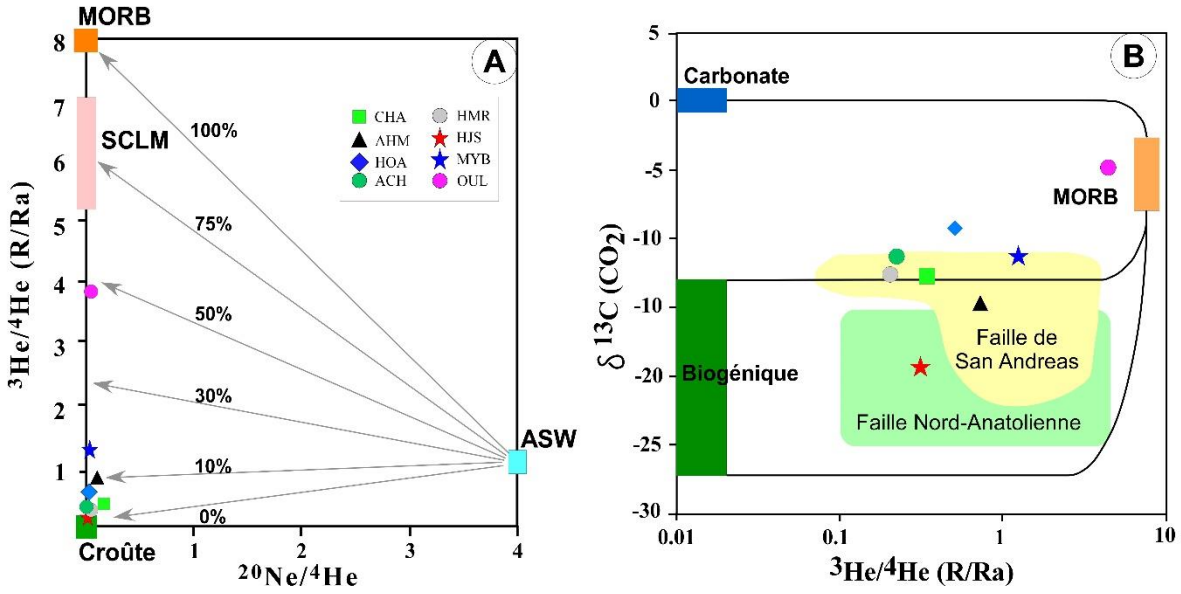

Figure 45: Projection des compositions isotopiques des eaux thermales associées à MFSO ; A : $^{3}He/^{4}He$ (R/Ra) en fonction de $^{20}Ne/^{4}He$ avec les valeurs de référence du MORB, de la croûte, des ASW et du manteau lithosphérique (Sano et Wakita 1985, modifié par Lee et al., 2019). B : Diagramme $\delta^{13}C$-CO_2 vs $^{3}He/^{4}He$ avec des lignes de mélange entre le MORB et la croûte y compris les aires des failles de San Andreas et d'Anatolie du Nord (Sano et Marty 1995 modifie par Lee et al., 2019).

IV- Conclusion et implication géodynamique

Les résurgences thermales peuvent apporter des informations importantes sur l'enracinement et la nature lithologique des réservoirs traversés suite aux réactions eaux-roches au cours de la circulation des eaux chaudes en profondeur et leur transfert vers la surface. Ainsi la relation intime entre les sources thermales étudiées et l'accident MFSO, confirme le caractère hydraulique de cette faille. Cette dernière parcourt en effet, deux domaines structuraux : i) le domaine mesetien au sud, matérialisé par un socle cristallophyllien structuré par l'orogenèse hercynienne ; ii) le domaine rifain au nord, avec une couverture méso-cénozoïque édifiée en nappes superposées et bâtie sur le socle cristallophyllien. Ce domaine, matérialisé par une structure plissée marquée par des chevauchements vers le sud ainsi que par la dominance des marnes argileuses (Chelouane et al., 2008), suggère qu'il n'est guère favorable à la circulation des fluides comme c'est le cas dans la zone sud volcanique andine (Wrage et al., 2017). Néanmoins, l'accident cisaillant MFSO constitue une zone perméable par l'instauration d'un réseau de fractures créant des espaces libres et favorisant la circulation profonde des fluides dans ce domaine. Ainsi, l'association intime entre les sources thermales étudiées et cet accident

parait évidente puisque les exutoires de ces sources sont situés sur ou à proximité de cet accident.

Les résultats de cette étude ont permis d'améliorer les connaissances sur l'origine des fluides interagissant avec les aquifères recoupés le long de l'accident MFSO et fournissent des informations importantes sur les sources des éléments chimiques et la composition en isotopes et en gaz. Ces études, permettent également d'élucider les processus réactionnels d'équilibre, de saturation et de précipitation minéralogiques affectant ces eaux. Par ailleurs, ces eaux sourdent dans des formations à dominance argilo-marneuse et affichent un faciès chloruré-sodique (**MYB, HJS, HOA, AHM, CHA**) ou bien dans des formations compétentes largement fracturées (granite hercynien, calcaires jurassiques) montrant un faciès bicarbonaté sodique (**OUL, ACH**) et calcique (**HMR**). Suivant ce linéament, le pH ces eaux varie de façon centrifuge (Fig. 46 A) avec des valeurs acides au Nord (4,77= **CHA**, 6,63 =**HOA**, 5,05= **AHM**) et au Sud (5,6= **OUL**) et neutres dans sa partie médiane (6,85= **HMR**, 6,84= **ACH**, 6,72= **MYB**, 6,8= **HJS**). L'acidité des sources du nord et du sud serait acquise au cours de la circulation et de l'interaction des eaux avec les réservoirs du socle cristallophyllien et magmatique dont les affleurements dominent dans ces domaines. Cependant, la neutralité des eaux de la partie médiane serait en relation avec l'interaction de ces eaux avec les formations de la couverture riche en carbonates, et celles marno-argieluses riches en évaporites. Selon une coupe N-S (Gimeno-Vives et al., 2019 et 2020), les exutoires de ces eaux apparaissent au niveau des dépocentres des bassins tertiaires façonnés par l'orogenèse alpine et où le socle cristallophyllien est profond. L'ancrage si profond de cet accident et son association intime avec les sources thermales étudiées parait évident puisque les eaux chaudes de ces sources sont toutes porteuses des rejets gazeux émanant du manteau. Les teneurs en He mantellique diminuent progressivement dans ces eaux suivant la même direction (NE-SW) de cette structure tectonique active depuis **OUL** qui jaillit dans le socle paléozoïque, jusqu'aux sources jaillissant dans les formations secondaires et tertiaires du Prérif et du Mesorif, Cette diminution, relevée dans les eaux des sources de la partie médiane de l'accident MFSO (Prérif : **MYB**) et Mésorif (**HMR, HJS, ACH, HOA, AHM, CHA**), est probablement une conséquence des gaz dérivés de l'épaisse couverture sédimentaire secondaire et tertiaire, récupérés par ces eaux au cours de leurs interactions avec ces formations. Toutefois, au NE, les eaux chaudes (**AHM et CHA**) qui jaillissent au sein des formations de l'arc méditerranéen, sont influencées par des gaz dérivés des sédiments des arcs volcaniques.

Par ailleurs, cet accident est caractérisé dans sa partie nord par sa forte anomalie thermique, à qui s'ajoute une anomalie gravimétrique positive (~50-100 mGal) (Fernández-Ibáñez and Soto, 2008 ; Rimi et al., 1998 ; Torne et al., 2000). Plusieurs études sismiques (Hatzfeld and Bensari, 1977; Mancilla et al., 2012; Thurner et al., 2014), ont confirmé que ces deux anomalies seraient associées à un amincissement crustal (Fernández-Ibáñez and Soto, 2008 ;; Rimi et al., 1998; Torne et al., 2000 ; Petit et al., 2015 ; Khattach et al., 2013) qui serait provoqué par un flux de chaleur asthénosphérique lié à un panache mantélique. Ce dernier engendrerait une source de chaleur migratoire suivant une ligne SW-NE, appelée Ligne chaude du Maroc (**MHL : Morrocan Hot Line**) (Duggen et al., 2009 ; Frizon de Lamotte et al 2009 ; Alpert et al., 2013; Bezada et al 2014 ; Chiozzi et al. 2017) (Fig. 46B). En revanche, d'autres attribuent cette élévation du gradient géothermique observée au Nord, à un détachement du slab sous le Rif oriental et l'Alboran. En effet, les travaux sismiques tomographiques (Bonnin et al., 2014) ont révélé l'existence d'un détachement du slab favorisant la remonté d'un flux thermique vertical. De ce fait, l'anomalie thermique serait liée au SW aux flux de chaleur générés par la MHL et au nord par un système de flux de chaleur conjugués horizontaux du panache MHL et verticaux du slab d'Alboran (Bonnin et al., 2014). Ainsi, l'accident MFSO serait une structure tectonique active perméable favorable à la diffusion de la chaleur et à la remontée des gaz mantelliques qui seront récupérés par les fluides au cours de leur circulation en profondeur et leur transfert vers la surface à travers un réseau de fractures. En effet, le caractère hydraulique de MFSO a été mis en évidence au nord par les sections tomographiques sismiques (Fig. 46C) qui confirment la présence des fluides à 5km de profondeur au sein d'un réseau de fractures de la MFSO (Serrano et al., 2003). La présence et la continuité de ces fluides en profondeur le long de cet accident seraient également plausibles puisque les sources étudiées ont une association intime avec cette structure active.

La sursaturation des eaux en minéraux argileux (et en minéraux carbonatés dans certains cas) le long de la faille majeure MFSO, aurait probablement contribué à une précipitation significative de ces minéraux secondaires au cours de leur circulation profonde et de leur remontée. On pense que ces minéraux argileux essentiellement secondaires ont tapissé les roches formant les parois de la faille majeure MFSO. En plus de la présence des fluides, cela pourrait réduire les frottements de la faille et provoqueraient l'affaiblissement de cet accident, comme dans le cas de la faille de Yangsan, en Corée du Sud (Lee et al., 2019), ou de la faille de San Andreas (Kennedy et al., 1997), en Californie (U.S.A). Ces failles sont limitées par une couche limite du système géothermique, qui peut agir comme une structure imperméable qui

canalise l'eau, facilitant sa circulation en profondeur et son transfert vers la surface. Plusieurs travaux (Kato et al., 2013 ; Okada et al., 2012 ; Lei et Zhao, 2016) ont montré que la distribution des séismes en grappes autour de ces zones présente de faibles anomalies de vitesse sismique. Cela s'explique par le fait que la profondeur de la circulation des fluides, la température du réservoir et la géochimie des fluides hydrothermaux agissent ensemble pour affaiblir les couches sismogènes en les dilatant et en changeant leur caractère de fragile à ductile (Scott et al., 2020). L'activité sismique de la faille MFSO est similaire à celle de Nekor, qui lui est parallèle à l'ouest, mais l'intensité sismique est généralement plus faible, avec une magnitude d'un peu plus de 3 Mw, et moins destructrice qu'à Nekor, où la magnitude dépasse 6 Mw (Fig. 33). La pression exercée par ces fluides ainsi que les précipitations des minéraux argileux secondaires provoqueraient l'affaiblissement de cet accident en lui offrant un caractère asismique.

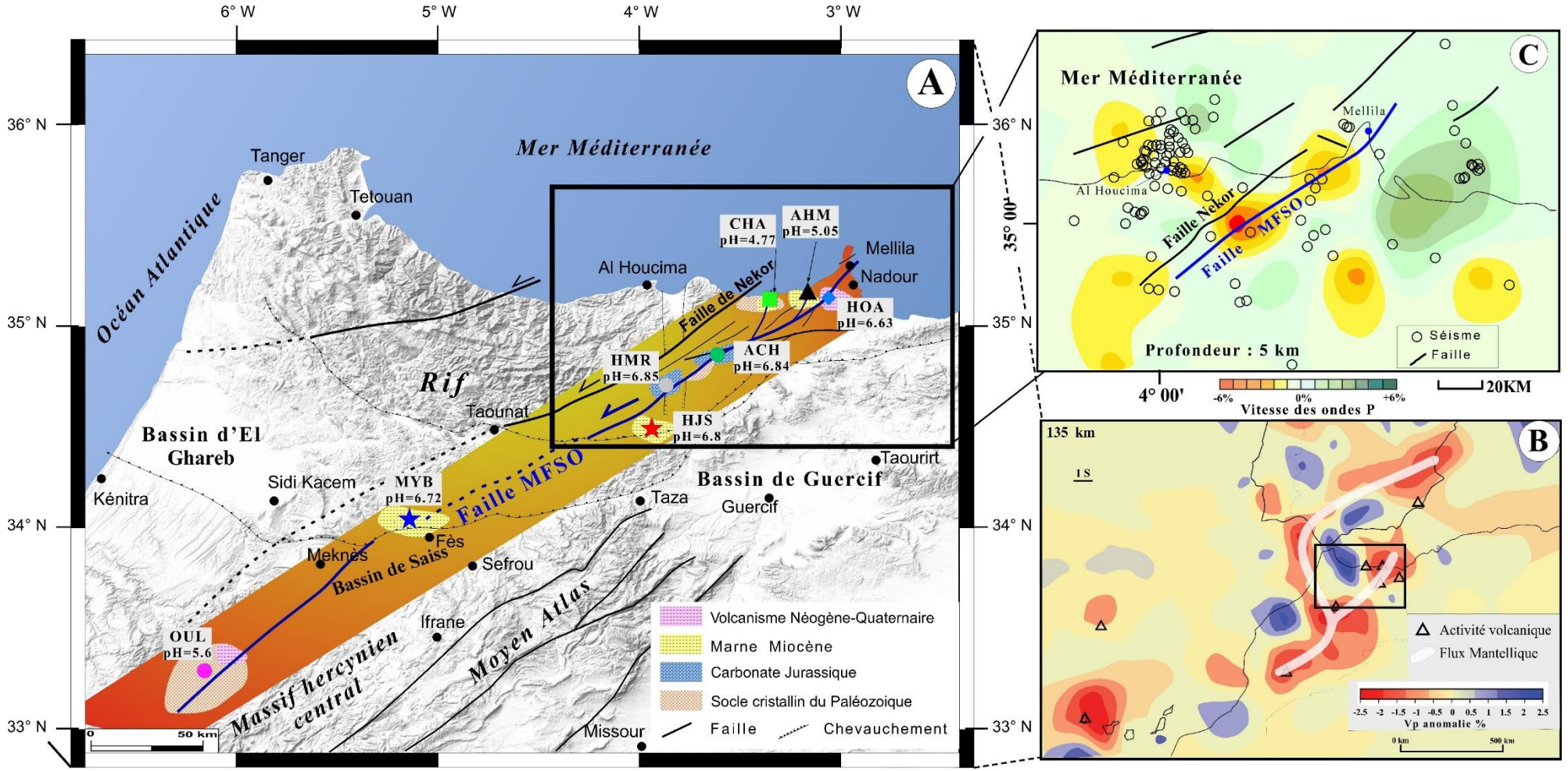

Figure 46: Cartes interprétatives des emplacements des sources thermales au sein de leurs roches hôtes, le long de la faille majeure MFSO. A : L'orientation de la Ligne chaude du Maroc (MHL : Morrocan Hot Line) et les distributions du pH des eaux thermales le long de la faille MFSO ; B : La position de la ligne chaude qui correspond au flux mantellique (Bonnin et al., 2014) ; C : Carte montrant la perturbation des ondes P par la présence de fluides à des profondeurs de 5 km (Serrano et al., 2003).

Chapitre VI : Les sources thermo-minérales du Moyen Atlas

I- Introduction

Le système atlasique correspond à une chaîne intracontinentale, structurée par une succession d'événements tectoniques extensifs et compressifs survenus au cours du cycle orogénique alpin (Michard, 1976; Mattauer et al., 1977; Laville et al., 2007, Frizon de Lamotte et al.2008).

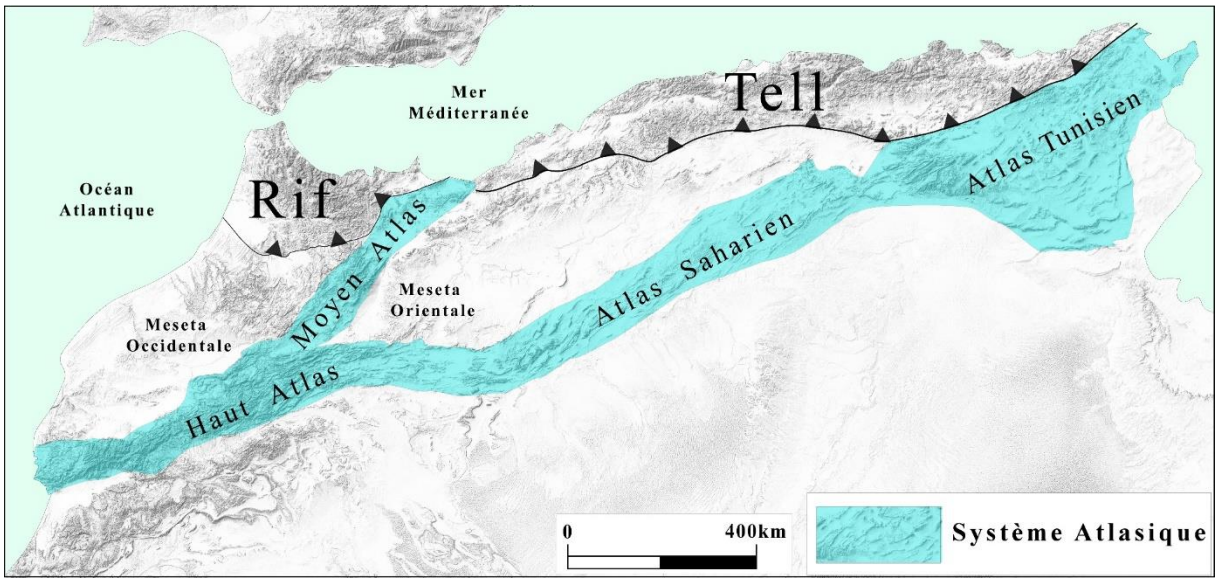

Figure 47: Carte illustrant le système Atlasique (Elabouyi et al. 2022).

Le système atlasique marocain se divise en deux branches distinctes à partir d'une zone d'intersection près de la ville de Beni-Mellal, et présentent une succession lithostratigraphique méso-cénozoïque relativement similaire. Ces branches correspondent au Moyen Atlas orienté NE-SW et au Haut Atlas orienté E-W à ENE-WSE (Fig.47). Le soulèvement de ces deux chaines atlasiques résulte de la réactivation du système de rift triaso-liasique pendant la convergence alpine cénozoïque entre les plaques européenne et africaine (Mattauer et al., 1977 ; Laville et Piqué, 1992; Beauchamp et al., 1999 ; Frizon de Lamotte et al., 2000, Gomez et al., 2000; Aït Brahim et al., 2002 ; Ellero et al., 2020; Teixell et al., 2003). Par ailleurs, le relief atlasique n'est pas seulement le résultat de l'orogenèse alpine mais il est également dépendant d'un raccourcissement crustal en relation avec un important amincissement lithosphérique lié à des anomalies thermiques d'origine mantellique appelée Ligne Chaude du Maroc (Morocco Hot Line) (Frizon de Lamotte et al., 2004 ; Teixell et al., 2005 ; Zeyen et al., 2005 ; Missenard et al., 2007). Cet effet conjugué permet d'expliquer aussi bien la diversité des reliefs dont les altitudes dépassent les 4000 m dans le Haut Atlas et 3000 m au niveau du Moyen Atlas, que la présence d'un volcanisme tertiaire à quaternaire matérialisé par des dômes et des cônes volcaniques soulignant cette Ligne Chaude du Maroc (Duggan et al. 2009).

Le domaine atlasique est essentiellement constitué de formations carbonatées jurassique très perméables et ayant une forte capacité de rétention d'eau. Ces formations représentent ainsi l'aquifère le plus important, célèbre pour son potentiel élevé de stockage d'eau souterraine. Par ailleurs, les reliefs montagneux du Moyen et du Haut Atlas connaissent des conditions climatiques très froides et humides, avec des précipitations annuelles dépassant souvent les 1000 mm/an. En outre, la fonte des neiges et les pluies abondantes contribuent à l'approvisionnement des aquifères productifs dans diverses unités sédimentaires de ce domaine, en particulier les réservoirs carbonatés. Ces derniers contribuent de manière significative aux ressources hydriques du Maroc par l'alimentation de nombreuses sources à la fois froides et thermales (Ferré & Ruhard 1977; Amraoui 2005; Barkaoui 2014), dont les caractéristiques physiques et géochimiques sont très variées. Ces sources sont souvent liées aux grands systèmes de failles profondes parcourant ce domaine. Par ailleurs, la présence des sources thermales indique d'une manière évidente la présence d'une anomalie géothermique prononcée et relativement peu profonde au niveau des régions hotes de ces sources. Cette suggestion est également appuyée par la présence d'importantes activités volcaniques récentes du plio-quaternaire affleurant au voisinage dans ce domaine à proximité des sources thermales.

Dans cette optique, cette deuxième partie de ce travail s'intéresse à l'inventaire et à l'étude des sources thermo-minérales émergeant le long des grandes structures géologiques du domaine moyen atlasique. Ces structures correspondent aux accidents tectoniques majeurs du Moyen Atlas, notamment l'Accident Nord Moyen Atlasique (ANMA), l'Accident Centre Moyen Atlasique (ACMA) et l'Accident Sud Moyen Atlasique (ASMA). Ces structures, orientées NE-SW, s'étendent depuis la zone sud du Moyen Atlas jusqu'à la partie nord de la Meseta Orientale, traversant le couloir de Taza-Oujda, la chaîne des horsts, Beni Snassen et les hauts plateaux.

Parmi les vingt sources thermales inventoriées à travers de ce domaine, huit ont été sélectionnées pour une étude approfondie dans ce travail (Tableau 5). Ces sources se répartissent ainsi : trois émergent dans les terrains du Moyen Atlas (Issouka, Tibkhbakhin, Bourached), tandis que les cinq autres sont situées dans le couloir de Taza-Oujda (Goutitir, Fezouan, Ben Kachour, Sidi Yahya et Ain Kiss) (Fig.48).

Tableau 5 : Coordonnées et domaines géologiques des sources associées au système Atlasique :

Nom	Code	Province	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Domaine géologique
Tibakhbakhine	BAKH	Ribat El Kheir	593823	363595	1138	Moyen Atlas
Issouka	ISS	Imouzzer Marmoucha	598992	317823	1290	Moyen Atlas
Bou Rached	BOR	Bou Rached	676806	371449	517	Moyen Atlas
Goutitir	GOUT	Taourirt	714848	419446	425	Bassin de Guercif
Ben Kachour	BNK	Oujda	819412	457266	525	Chaîne des horsts
Sidi Yahya	SYAH	Oujda	823970	454114	648	Chaîne des horsts
Fezouan	FZN	Berkane	791861	484158	265	Beni Snassen
Ain Kiss	AKIS	Ahfir	801731	488242	227	Beni Snassen

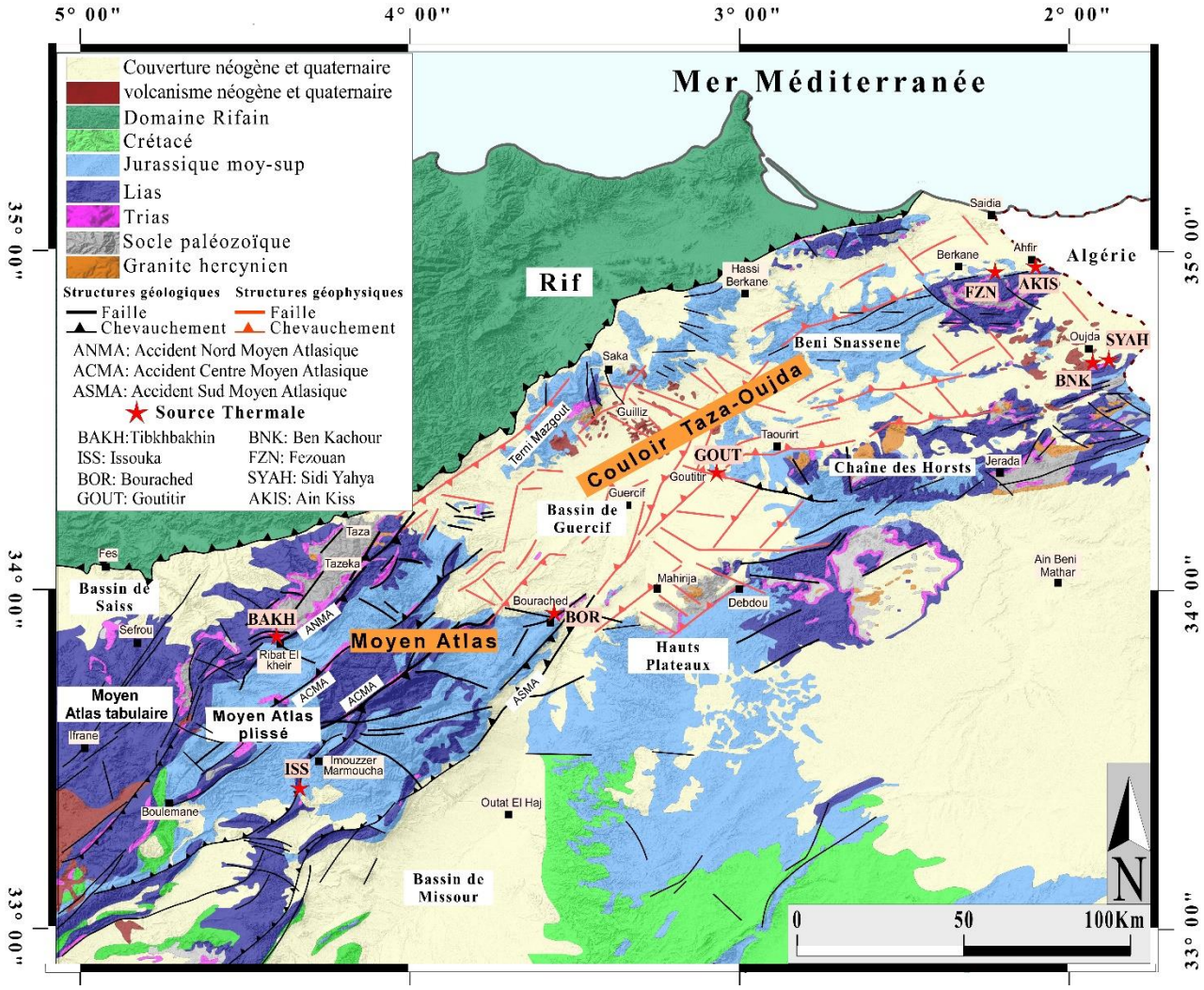

Figure 48: Carte géologique du Maroc septentrional montrant la répartition des sources thermales associées à la chaîne du Moyen Atlas. Modifiée à partir de la carte géologique du Maroc à l'échelle 1/1 000 000 (Hollard et al., 1985; Rezouki et al., 2020).

II- Géologie des résurgences thermales du Moyen Atlas

Le Moyen Atlas est une chaîne intracontinentale orientée NE-SW qui s'étend sur plus de 400 km (Kabbaj & Combe, 1977; Karrat, 1992). Il est bordé au nord par le Sillon Sud Rifain, au sud par le Haut Atlas et la Haute Moulouya, à l'est par la Meseta orientale et à l'ouest par la Meseta occidentale (Fig. 48). Cette chaîne est marquée par des reliefs importants dépassant les 3000m, par exemple Jbel Bou Nacer et Bou Iblane. Ce domaine est caractérisé par un climat doux, humide à subhumide, avec une pluviométrie moyenne annuelle d'environ 800mm. Cette abondance de précipitations, combinée à la présence de vastes formations carbonatées fracturées et très perméables du Lias, confère au Moyen Atlas un potentiel hydrique très important, faisant de ce lui le principal réservoir d'eau hydrologique du Maroc alimentant de nombreuses rivières, lacs et sources à la fois froides et thermales.

Par ailleurs, la chaine du Moyen Atlas est parsemée de nombreux appareils volcaniques de nature alcaline, faisant d'elle la province volcanique la plus vaste et la plus jeune, datant du plio-quaternaire, à l'échelle du Maroc (Fig.48) (Martin, 1981; Frizon de Lamotte et al, 2008). Cette province volcanique est caractérisée par une centaine de cônes stromboliens et de maars localisés à proximité des grands accidents tectoniques majeurs parcourant ce domaine. Ces volcans, bien préservés et très dispersés, occupent une surface assez importante d'environ de 960 km2 (El Azzouzi et al., 2010 ; Bosch et al., 2014).

Cette chaîne d'âge alpin, est organisée en deux unités structurales bien distinctes : le Moyen Atlas tabulaire à l'ouest et le Moyen Atlas plissé à l'est (Fig. 48). La transition entre ces deux unités est marquée par un réseau de failles attribué à l'Accident Nord Moyen Atlasique (Martin, 1981, Hollard et al. 1985 ; Charrière, 1990 ; Sabaoui et al., 2009).

- Le Moyen Atlas tabulaire classiquement nommé le Causse Moyen Atlasique, correspond à un vaste plateau principalement composé de roches carbonatées du Lias inférieur et moyen. Il est caractérisé par une déformation à caractère essentiellement cassant, représentée par un réseau de failles orientées NE-SW. Ce sous domaine, peu déformé, constitue un plateau largement recouvert par des coulées de laves basaltiques récentes datant du Quaternaire (Hernandez 1987).
- Le Moyen Atlas plissé est représenté par des massifs montagneux alignés sous forme de rides anticlinales orientées NNE-SSE (Ex : ride de Tichoukt, ride de Marmoucha, ride de Bou Iblane, ride de Jbel Amrar, etc.), dont la structuration est engendrée par une intense déformation à caractère souple. Ces massifs entourent de vastes dépressions synclinales

parallèles correspondant aux dépocentres d'accumulation sédimentaire essentiellement argilo-marneuse (Martin, 1981; Fedan, 1989; Mahmoudi & Bertrand, 2007).

Les sources thermales qui sourdent dans ce domaine sont réparties en deux : 1) les sources de la partie méridionale englobant la source de Tibakhbakhine, d'issouka et de Bou Rached ; 2) les sources de la partie septentrionale émergeant dans le couloir de Taza-Oujda, il s'agit des sources thermales de Goutitir, Ben Kachour, Sidi Yahya, Fezouane et Ain Kiss.

II-1- les sources de la partie méridionale

II-1-1- La source de Tibakhbakhine

A- Cadre géographique

La source gazeuse de Tibakhbakhine sourde au niveau du Douar Ain Aala, à environ 12 km au NE de la ville de Ribat El Kheir (territoire provincial de Sefrou). Il s'agit d'une source froide (18°C), exprimant son caractère gazeux par pétillement au jaillissement de l'eau en relation avec l'échappement des gaz dissous, d'où le nom amazigh Tibakhbakhine. Les cordonnées Lambert de cette source sont les suivantes : X=593823, Y=363595 et Z=1138m.

La région de Tibakhbakhine est caractérisée par des reliefs soulignés par des crêtes de calcaire, montrant deux directions principales : NE-SW et E-W. L'altitude de ces reliefs oscille entre 1100 et 1600m. Ces reliefs correspondent aux hautes altitudes entourant la boutonnière de Tazekka. D'autre part, cette zone est parcourue par un réseau hydrographique suivant deux directions principales E-W et NE-SW et rarement NW-SE.

Le climat de la région est méditerranéen aride, chaud et sec pendant l'été, mais froid et pluvieux pendant l'hiver. Les précipitations moyennes annuelles sont de l'ordre de 460 m et la température moyenne annuelle est d'environ 16 °C.

B- Cadre géologique

La source gazeuse de Tibakhbakhine sourde au niveau des formations triasico-jurassiques du Moyen Atlas. Ces formations mésozoïques reposent en discordance sur celles paléozoïques de la boutonnière de Tazekka qu'elles bordent vers le sud. (Fig.49). Cette boutonnière qui représente le plus vaste affleurement paléozoïque du Moyen Atlas (Sebaoui 1998) avec une longueur de 40 km et une largeur d'environ 10 km, constitue un massif formant la limite septentrionale entre le Causse moyen atlasique et le Moyen Atlas plissé. De direction NE-SW, ce massif montre des reliefs à crêtes aigues formé par des bancs de quartzite séparés par vallées sinueuses et profondes

creusées dans les schistes. Les formations schisto-gréseuses sont déformées, schistosités et granitisées par l'orogenèse hercynienne.

Les formations triasiques, affleurant le plus souvent en lambeaux métriques, sont constituées par une série conglomératique suivie des argiles rouges évaporitiques et des basaltes doléritiques coiffés occasionnellement par des argiles.

Dans cette région, les formations carbonatées jurassiques constituent les terrains les plus dominants. Ces formations reposent en concordance sur les formations triasiques, en formant une série allant du Lias inférieur jusqu'au Dogger. Le Lias basal à moyen est principalement constitué par les dolomies, suivies des calcaires lités du Carixien, qui eux-mêmes sont surmontés par des alternances marno-calcaires du Domérien. A son sommet, cette série liasique est coiffée par des marnes grises avec des intercalations calcaires et gréseuses d'âge toarcien. (Termier, 1936 ; Martin, 1981 ; Charrière, 1990 ; Sabaoui, 1998 ; Hinaje, 2004). Le Dogger est représenté par une épaisse série marneuse, connue sous le nom de « marnes de Boulemane », attribuée au Bajocien moyen (Sabaoui, 1998), affleurant à l'est du secteur d'étude. Après ces dépôts on observe une importante lacune sédimentaire du Malm au Paléogène. Pendant cette période, la zone est considérée comme un haut-fond en relation avec la transgression atlantique (Fedan, 1988 ; Charroud, 2002).

Les formations néogènes, déposées en discordance sur celles du Jurassique (Charrière, 1990 ; Sabaoui, 1998 ; Hinaje, 2004), affleurent au NE de la source, sous forme des petits bassins orientés NE-SW. Ces formations sont constituées par des conglomérats à la base, surmontées par des marnes alternant avec des bancs calcaires.

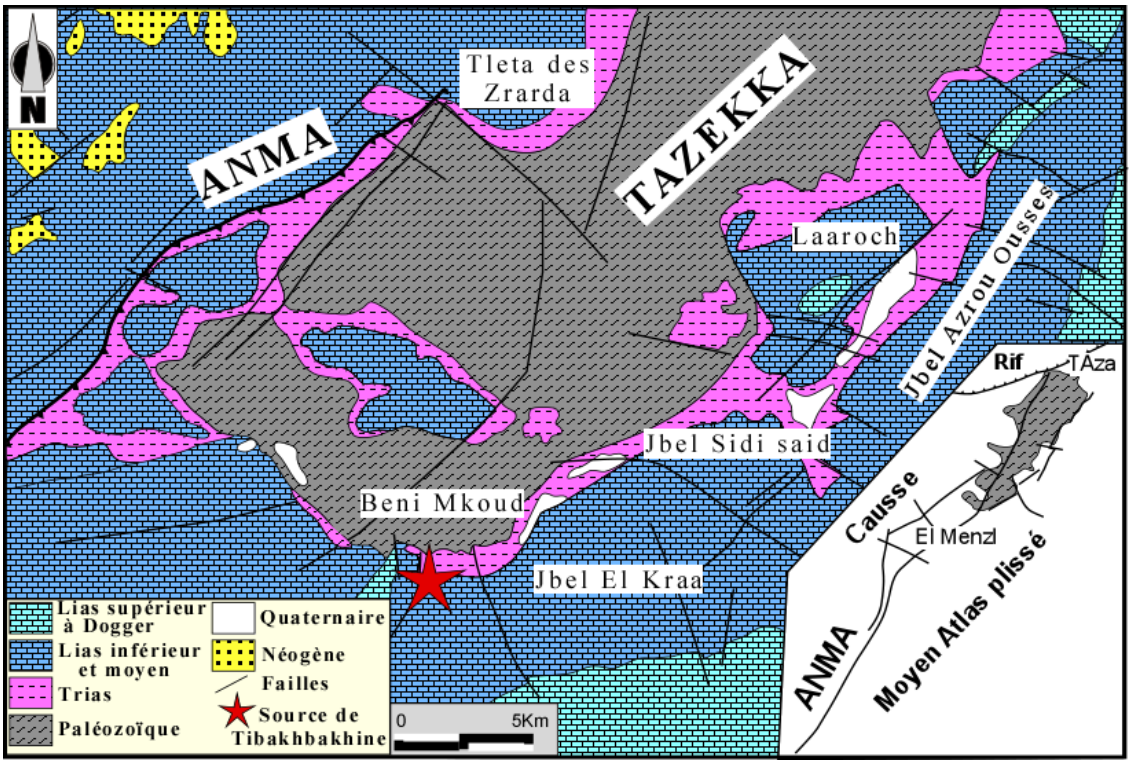

Figure 49 : Carte géologique du Moyen Atlas septentrional montant la localisation de la source de Tibakhbakhine (modifié d'après Sabaaoui, 1989)

C- Cadre structural

La région de Tibakhbakhine est constituée par une dominance de formations carbonatées traversées et disloquées par un réseau de failles correspondant au prolongement vers le NE de l'accident lithosphérique Nord Moyen Atlasique. L'étude structurale dans ce secteur révèle un réseau d'accidents montrant deux directions principales (Fig. 50) :

- Les accidents tectoniques de direction NE-SW sont les prédominants et présentent des jeux multiples, mais n'ont pas fait l'objet d'une étude exhaustive permettant de mettre en évidence la chronologie tectonique de ces mouvements. Néanmoins, certains d'entre eux, comme l'accident de Jbel El kraa (Fig. 49), montrent un jeu senestre à composante inverse. En revanche, celui sur lequel émerge la source gazeuse de Tibakhbakhine, présente un jeu normal avec un rejet estimé à 100m, permettant à la source d'apparaitre au niveau des calcaires jurassiques du compartiment affaissé, et en dessous desquels les argiles triasiques jouent le rôle d'une barrière assurant le jaillissement des eaux en surface (Fig. 50A). Au niveau du plateau carbonaté de Ribat El Kheir, la fracturation intense des calcaires liée à ce réseau d'accidents se traduit par une intense bréchification de ces derniers, favorisant ainsi l'installation des carrières pour l'exploitation des graviers.

- La deuxième direction également importante dans cette région est E-W. Elle caractérise l'accident passant au niveau de la source de Tibakhbakhine et se prolonge de part et d'autre de cette celle-ci sur unedizaine de kilometre. Au voisinage de cet accident, les structures géologiques subissent une virgation et s'alignent le long de cet accident ayant une direction N85 et un pendage d'environ 75° vers le sud. Au niveau de la plateforme calcaire, le passage de cet accident la disloque en blocs métriques, formant une brèche tectonique avec des miroirs de faille présentant des stries, indiquant un jeu en décro-chevauchement à composante dextre (Fig. 50B).

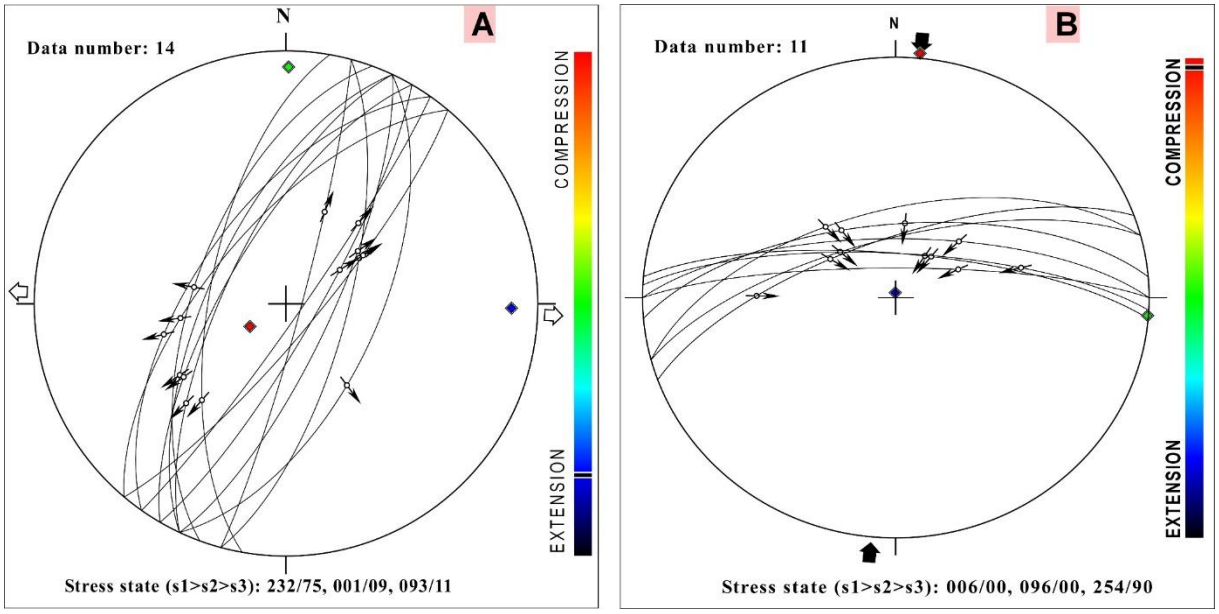

Figure 50: Représentation stéréographique des mesures structurales relevées dans le secteur d'étude.

Le dispositif structural engendré par les structures précédentes, montre que la position de la source de Tibakhbakhine est localisée à l'intersection des structures NE-SW et E-W. En effet, la faille de Tibakhbakhine, orientée NE-SW, et qui constitue une branche de l'ANMA montre un jeu normal. Ce jeu favoriserait la pérméabilté des calcaires et augmeterait l'infiltration des eaux de surface, ainsi que leur drainage et leur circulation en profondeur. Parailleurs, le passage des failles E-W, à jeu décrochevauchant, au point d'intersection avec les structures précédentes entraverait cette circulation suite à la remonté des formations argileuses triasiques qui affleurent à promité de cette source. Ces argiles qui scellent les accidents E-W joueraient le rôle d'obstacle qui occasionnerait la remontée des eaux vers la surface et l'apparition de la résurgence de Tibakhbakhine (Fig.51). D'ailleurs, toutes les sources recensées dans cette région apparaissent au niveau de l'intersection de ces deux structures (Fig.51).

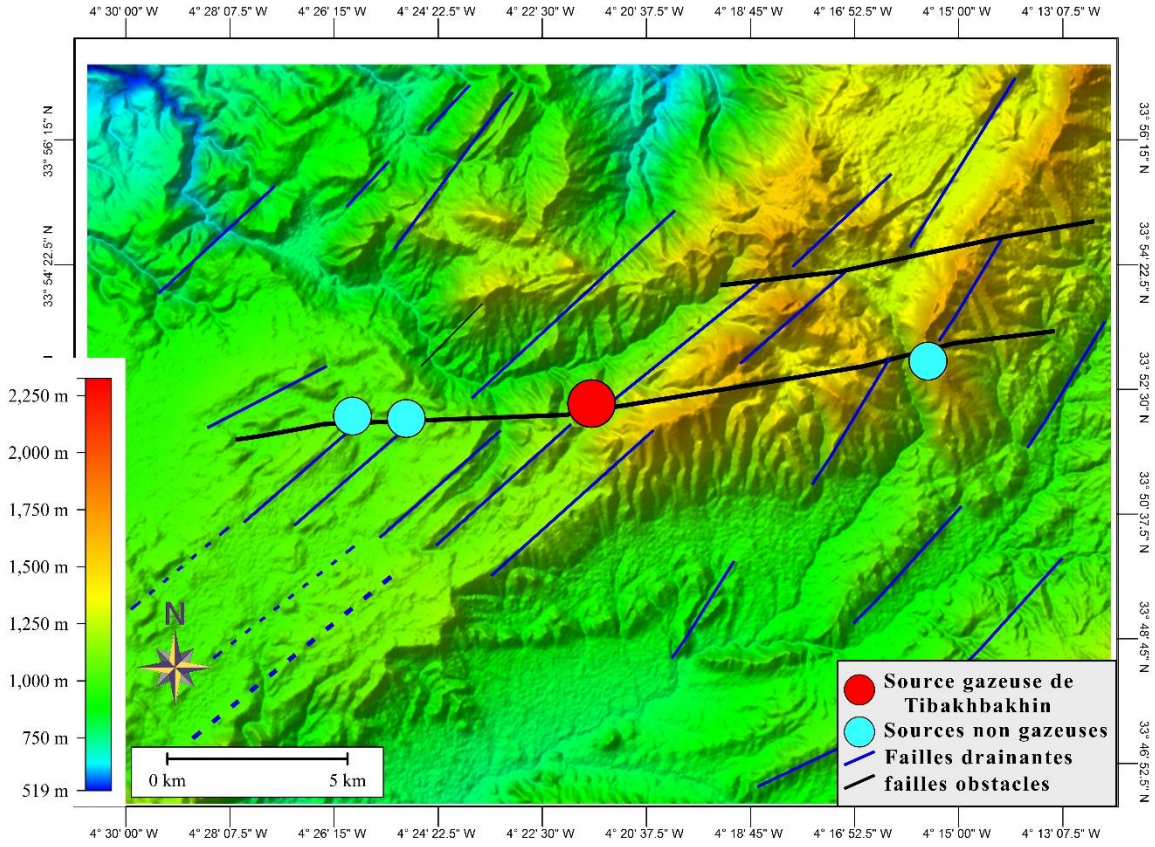

Figure 51: Carte structurale montrant le réseau d'accidents traversant la région de Tibakhbakhine.

II-1 -2- La source thermale d'Issouka

A- Cadre géographique

La source thermale d'Issouka nommée également Skhounate, émerge au niveau du Moyen Atlas plissé. Elle est située à environ 5 Km au SW de la ville d'Imouzzer Marmoucha, précisément au sud du piemond de la montagne de Jbel Ich ou Drar, (coordonnées Lambert X : 598.495 et Y : 317.356).

De point de vue topographique, la région est dominée par un relief montagneux représentant 80% du territoire, dont les crêtes sont orientées N-S à NE-SW, tandis que le reste est constitué de petites vallées. Les réseaux hydrographiques se caractérisent par des cours d'eau, généralement temporaires et de direction variable.

Par ailleurs, le climat de la région est un climat semi-aride caractérisé par une température moyenne annuelle d'environ 15°C, tandis que la pluviométrie est généralement peu abondante avec une moyenne annuelle d'environ 462 mm/an.

B- Cadre géologique

La résurgence thermale d'Issouka est localisée au niveau de la ride de Marmoucha (ou Bou Iblane), au sein du Moyen Atlas plissé (Fig.52). Cette ride montre une structure anticlinale, orientée NE-SW, se prolongeant vers le NE sous le bassin néogène de Guércif, et séparant le dépocentre de Marmoucha au SE de celui d'El Mers au NW. Cette ride est essentiellement constituée par des formations carbonatées jurassiques intensément déformées.

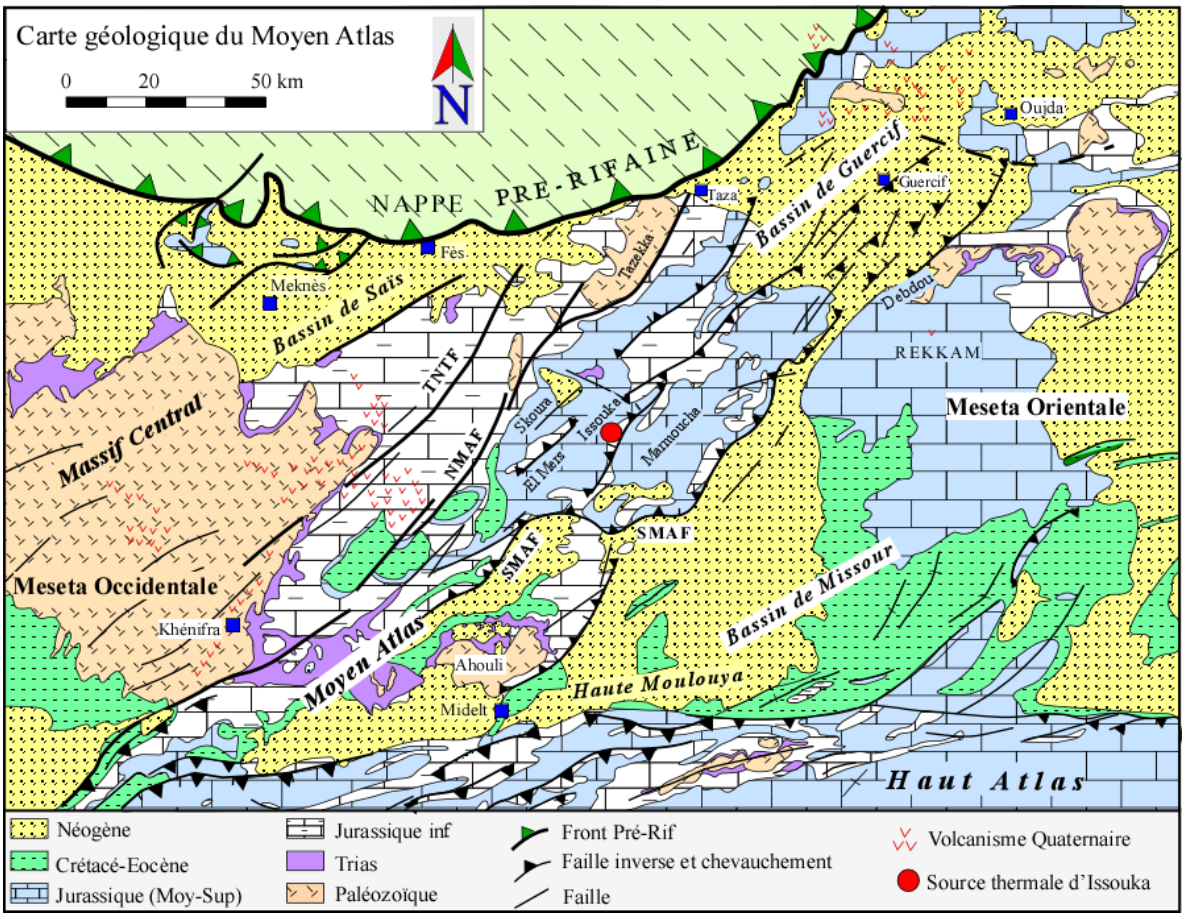

Figure 52: Carte géologique du Moyen Atlas montant la localisation de la source thermale d'Issouka (Frizon de Lamotte et al., 2008).

La lithostratigraphique de la région d'Issouka montre la sucession des formations suivantes (Fig. 53):

Les formations triasiques affleurent le plus souvent sous forme de lambeaux métriques, le long des grands accidents décro-chevauchants affectant ce secteur (ex : accident d'Issouka). Ces formations comportent des argiles rouges évaporitiques truffées de basalte doléritique (Fig. 53B). Ces dépôts sont surmontés par une épaisse série du Jurassique inférieur à moyen, qui prédomine dans cette région.

Les formations Jurassiques débutent par des calcaires lités alternants avec des marnes jaunes du Domérien, fortement fracturées et plissées au contact de l'accident d'Issouka de direction NE-SW (Fig. 53B). Ces formations attribuées au Toarcien, sont suivies par des intercalations marno-calcaires rougeâtres, souvent plissées au contact des accidents. Le sommet de cette série est marqué par des bancs calcaires présentant des concrétions noduleuses de calcite (Fig.53 D). Ces formations affleurent au nord de la source d'Issouka, avec une épaisseur moindre que celle du Domérien. Par ailleurs, les formations du Bajocien sus-jacentes, débutent par une alternance de bancs marneux-calcaires à Bélemnites et à Cancellophycus (Fig. 53E), puis sont surmontées par une épaisse série de marnes attribuées aux « marnes de Boulemane » (Fig. 53F). Le passage Bajocien–Bathonien est matérialisé par d'épaisses dalles de calcaires corniches coiffant les formations sous-jacentes, en constituant le sommet de la séquence jurassique (Sabaoui, 1998). Dans cette région, la succession lithostratigraphique, montre une lacune sédimentaire considérable du Jurassique supérieur au Néogène (Fedan, 1988 ; Charroud, 1990). Les formations néogènes affleurent au NW de la source, dans de petits bassins aménagés le long des grands accidents orientés généralement NE-SW. Ces formations sont constituées par une alternance de conglomérats et marnes, déposées en discordance sur celles du Jurassique (Charrière, 1990 ; Sabaoui, 1998).

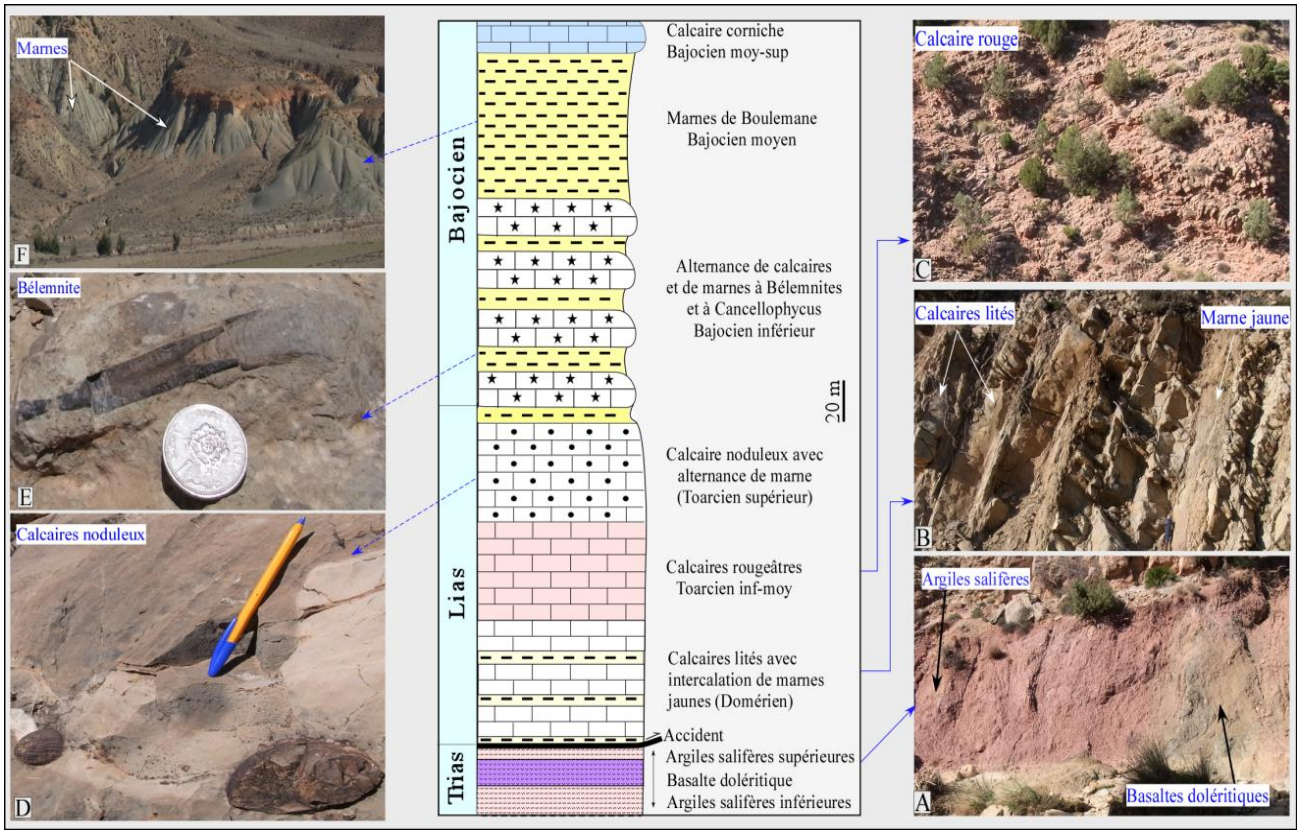

Figure 53: Log stratigraphique avec des photos montrant les différentes formations de la région d'Issouka.

C- Cadre Structural

D'un point de vu structural, la source thermale d'Issouka émerge dans la partie centrale du Moyen Atlas plissé, plus précisément au SW de la ride de Marmoucha-Bou Iblane (Fig.54). Cette structure subméridienne, est essentiellement constituée par des formations argileuses triasiques et carbonatées liasiques.

L'extraction semi-automatique des linéaments géologiques à partir d'images satellitaires de la région d'Issouka montre l'existence d'un réseau de linéaments parcourant cette région. Ces linéaments ont contribué à la structuration de sa morphologie actuelle (Fig.54). L'analyse des linéaments atteste d'une forte densité des structures orientées NE-SW, et à moindre degré celles orientées N-S, NW-SE et E-W (Fig. 54B). Par ailleurs, les observations de terrain attestent que les linéaments de direction NE-SW correspondent aux grandes structures des rides anticlinales typiques du domaine de Moyen Atlas plissé, alors que les autres orientations correspondent aux structures à caractère cassant dans ce secteur.

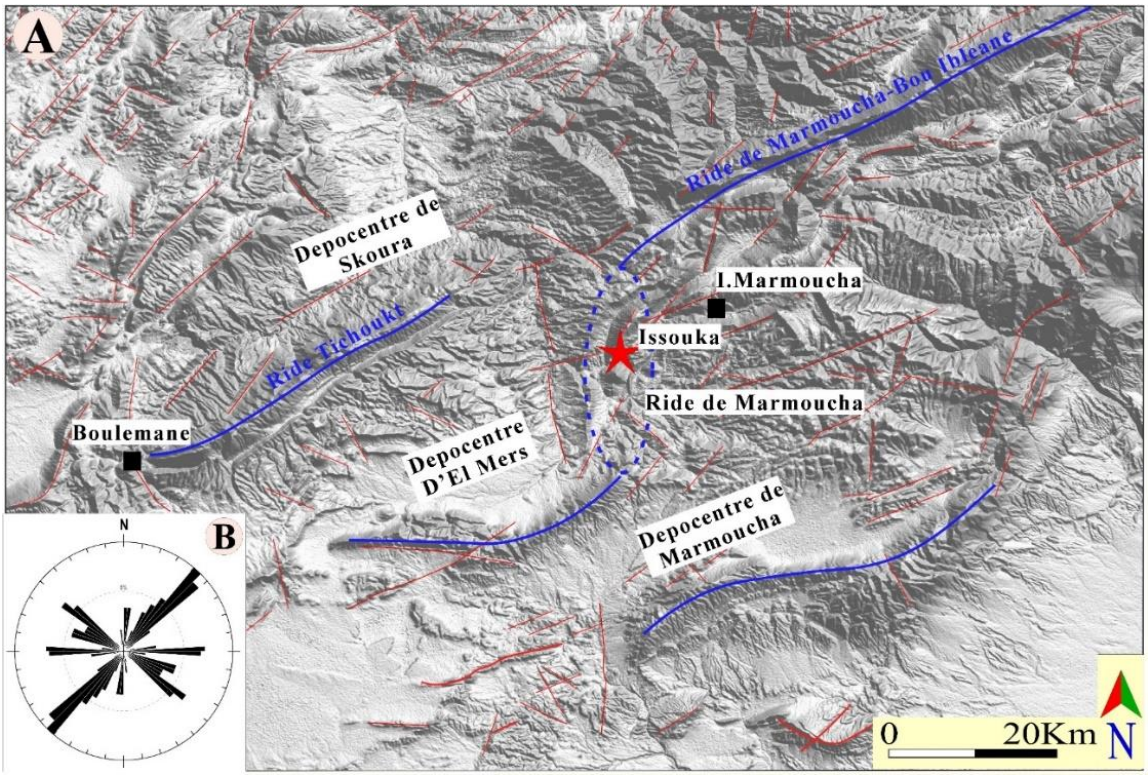

Figure 54 : A-Carte des linéaments extraits à partir des images satellitaires de la région d'Issouka. B-Rosace directionnelle des accidents de la même zone.

L'investigation structurale sur le terrain atteste que le secteur d'Issouka est matérialisé par un régime tectonique purement cassant, typique du Moyen Atlas. Le traitement et l'analyse des

données structurales recueillies mettent en évidence la présence de trois familles de réseaux d'accidents majeurs.

Un réseau de failles orienté généralement NE-SW à ENE-WSW, traverse le cœur de la ride de Marmoucha. Ces fractures correspondent au grand accident d'Issouka de direction moyenne N40. Le long de cette structure, on observe un broyage intense avec des injections de formations argileuses triasiques. Des plis dissymétriques à vergence orientale sont associés à cet accident affichant un jeu décrochevauchant à composante senestre (Fig. 55A). Plus loin de cet accident, les formations calcaires litées sont bien stratifiées et faiblement déformées, dessinant une structure monoclinale à faible pendage (25-40° vers SW). Ce dernier s'accentue à proximité des formations triasiques insérées dans l'accident et montre des valeurs oscillant entre 60 et 80 vers SW (Fig. 55B).

Par ailleurs, à environ 1km au NE de la source thermale d'Issouka, on observe également la présence de plusieurs décharges thermales jaillissant à proximité des formations triasiques scellant l'accident d'Issouka. Ces résurgences jaillissent au sein des calcaires lités, avec un débit relativement faible par rapport à la source principale d'Issouka.

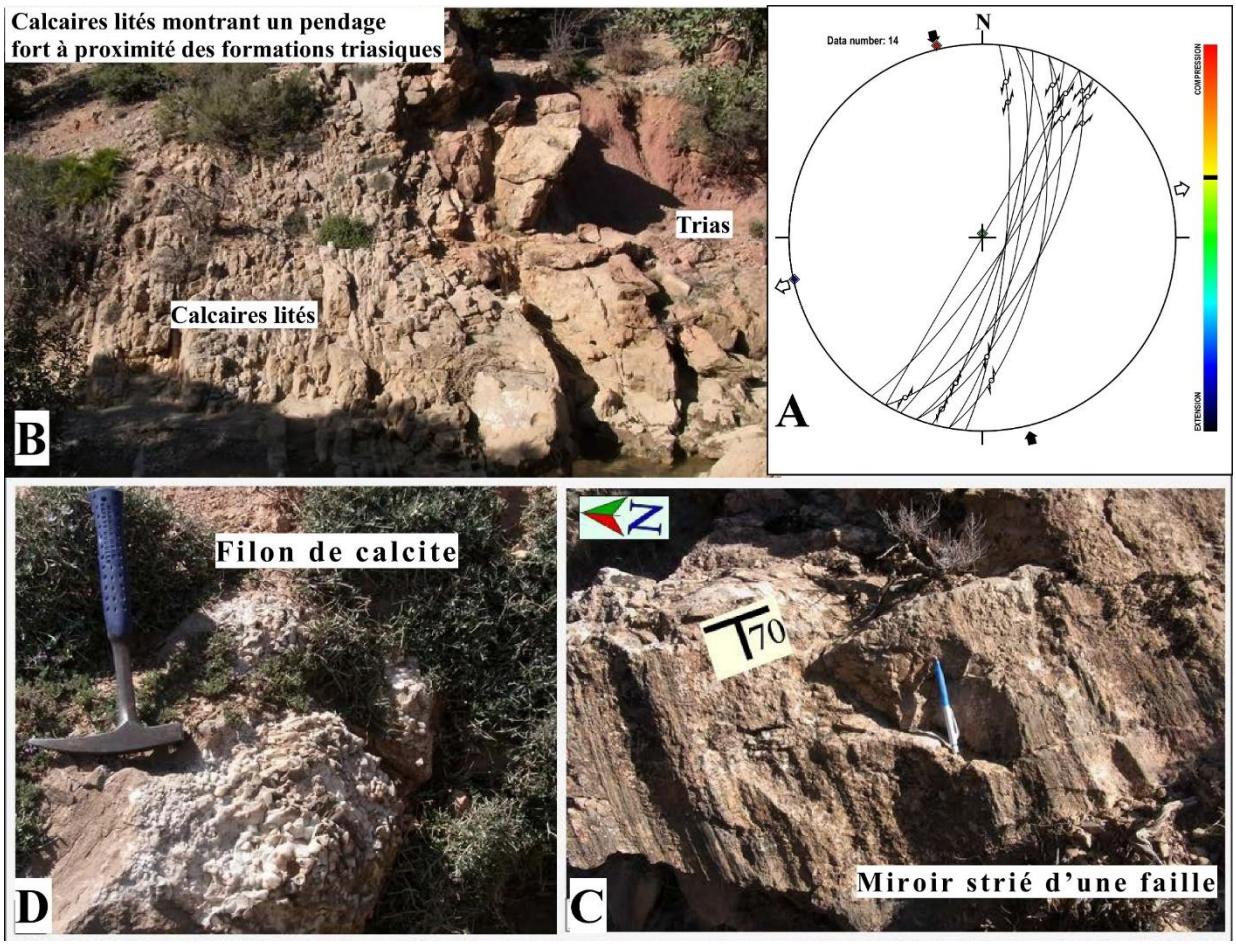

Figure 55: B, C et D- Photos montrant les différentes structures tectoniques observées dans ce secteur. A- Représentation stéréographique des failles associées à l'accident d'Issouka.

L'analyse des mesures tectoniques des stries fossilisées sur les miroirs des failles orientées généralement NW- SE à NNW-SSE et E-W et associées à l'accident majeur d'Issouka, affichent deux types de structures (Fig. 55C):

- Des failles orientées N130 à N170 avec un pendage de 70°SW, présentant un jeu normal (Fig. 56A, 55C). Ces fractures sont souvent matérialisées par des fentes et des filons de taille centimétrique à remplissage calcitique (Fig. 55D).
- Des failles orientées N70-N110 avec un pendage subvertical, montrant un jeu décrochant à décrochevauchant à composante dextre (Fig. 56B).

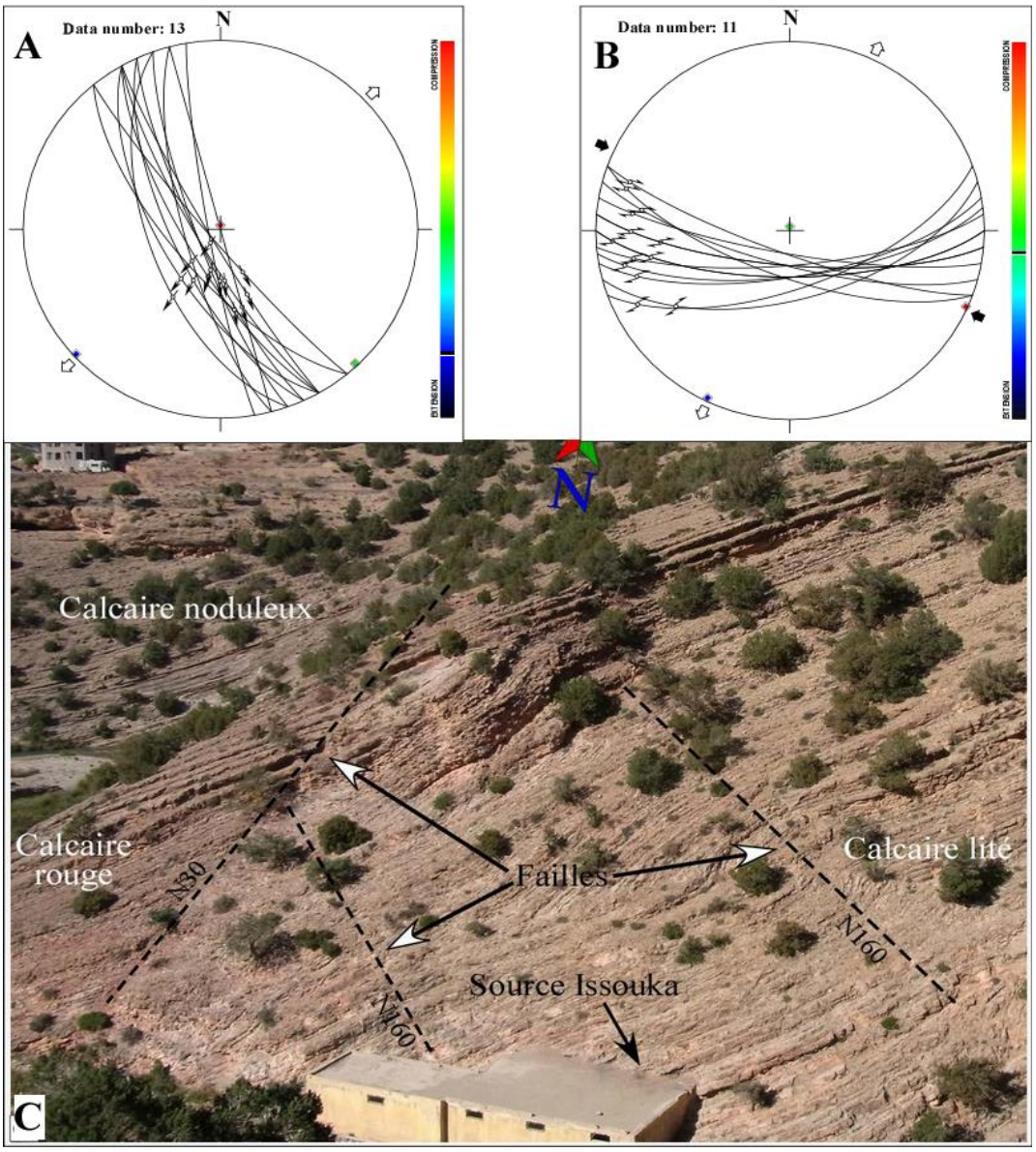

Figure 56: A et B : Représentations stéréographiques des réseaux de failles affectant la zone d'Issouka. C- Photo montrant les accidents observés au voisinage de la source thermo-minérale d'Issouka

L'étude structurale menée dans ce secteur montre une étroite relation entre les divers réseaux de failles détectés et la mise en place de la source thermale d'Issouka (Fig. 56C). Le fonctionnement de ce système hydrothermal serait provoqué par le jeu senestre de l'accident majeur d'Issouka, orienté NE-SW. Dans la zone de leur relais, des ouvertures se sont développées, s'exprimant par des failles normales orientées généralement NNW-SSW à N-S. Ces dernières facilitent le drainage et le transfert des fluides depuis les réservoirs profonds vers la surface. Cette configuration tectonique pourrait être expliquée selon un schéma classique de Riedel, similaire à celui observé dans le cas de la source thermale d'Oulmès, précédemment mentionné (Fig. 32).

II-1-3- La source thermale de Bou Rached

A- Cadre géographique

La source thermale de Bou Rached est située à l'extrémité NE du Moyen Atlas à environ 40 km au sud-ouest de la ville de Guercif. Elle sourde à proximité d'un village portant le même nom dont les coordonnées Lambert sont (X=676806, Y=371449, Z=887).
La géomorphologie de la région est dominée par un relief montagneux et accidenté avec des altitudes variant entre 800 et 1200m. Les crêtes de ces reliefs sont principalement orientées NE-SW, conformément à l'orientation des structures géologiques dominantes du Moyen Atlas.

Les réseaux hydrographiques de la région englobent principalement des oueds à écoulement permanent, tels qu'Oued Bou Rached et Oued Moulouya, qui drainent les eaux suivant une direction préférentielle NE-SW. Ces deux principaux réseaux hydrographiques sont alimentés par des affluents à écoulement temporaire généralement orientés NW-SE.

La région de Bou Rached bénéficie d'un climat méditerranéen chaud avec une nuance semi-aride, se traduisant par des hivers doux et pluvieux avec des températures moyennes oscillant autour de 10°C en Janvier faisant de ce mois le plus froid de l'année. Les précipitations sont modérées s'étalant sur plusieurs mois ; la pluviométrie moyenne annuelle s'élève à environ 630mm. En revanche, les étés sont chauds et secs, avec des températures moyennes grimpant jusqu'à 28,5°C en Aout soit le mois le plus chaud.

B- Cadre géologique

Le système hydrothermal de Bou Rached représente un site exceptionnel et clé, en raison de sa localisation dans une zone de transition entre deux domaines géologiques distincts : le domaine du Moyen Atlas au sud-ouest et le bassin de Guercif au nord-est (Fig. 57). Ce secteur présente une géologie variée, avec des affleurements allant du Trias au Tertiaire.

- Les formations triasiques se présentent sous forme des écailles soulignant les accidents majeurs du Moyen Atlas. Ces écailles correspondent parfois à des remontées diapiriques perçant les formations jurassiques, ainsi que celles néogènes du bassin de Guercif (Benzaquen., 1965). L'épaisseur de la série triasique varie de 50 à 500m environ sur les bordures du bassin de Guercif, où elles affleurent avec une succession d'argiles rouges évaporitiques à intercalations de coulées basaltiques occupant le cœur des anticlinaux (Benzaquen., 1965).
- Les terrains jurassiques dominant les formations sédimentaires de ce secteur englobent :

- Le Lias, constitué par des calcaires dolomitiques (Lias inférieur et moyen), surmonté par des calcaires marneux (Lias supérieur) et des marnes du Toarcien qui comblent les cuvettes synclinales aménagées entre les rides anticlinales. Le Lias supérieur est caractérisé par l'instauration d'un régime vasière à sédimentation argileuse profonde, surmonté par des calcaires riches en ammonites pyriteuses ainsi que des empreintes de petits lamellibranches (Benzaquen., 1965 Bernini et al., 2000).
- Le Dogger est matérialisé par des formations dont la base est représentée par des calcaires à Cancellophycus, surmontés par de puissants dépôts marneux (marnes de Boulemane) coiffés par les calcaires corniches.
- Le Bathonien- Callovo- Oxfordien correspond à un épisode de sédimentation détritique silicoclastique à caractère gréseux donnant naissance à la formation géologique appelée grès de Bou Rached occupant le cœur des synclinaux. Dans le dépocentre de Bou Rached, cette formation peut atteindre jusqu'à 1200m d'épaisseur et comprend une alternance de marnes verdâtres et de petits bancs de calcaire sableux (Benzaquen., 1965).

➢ Les formations néogènes affleurent essentiellement dans le bassin de Guercif au nord de la source de Bou Rached. Elles reposent en discordance sur le substratum carbonaté du Jurassique en l'absence des formations crétacées. Cette série néogène, épaisse d'environ 1500m, débute par des conglomérats et des grès continentaux, suivis par des marnes bleues gypsifères du Tortonien (Benzaquen, 1965; Krijgsman et al, 1999 ; Bernini et al., 2000). La couverture quaternaire est constituée par des conglomérats, des tufs, des argiles et des terrasses limoneuses alluviales, ainsi que des éboulis (Colletta, 1977). Par ailleurs, le Quaternaire dans ce secteur est représenté également par des constructions carbonatées travertineuses au niveau de l'exutoire de la source thermale de Bou Rached témoignant de son ancienne activité et de la richesse de ses eaux en carbonates.

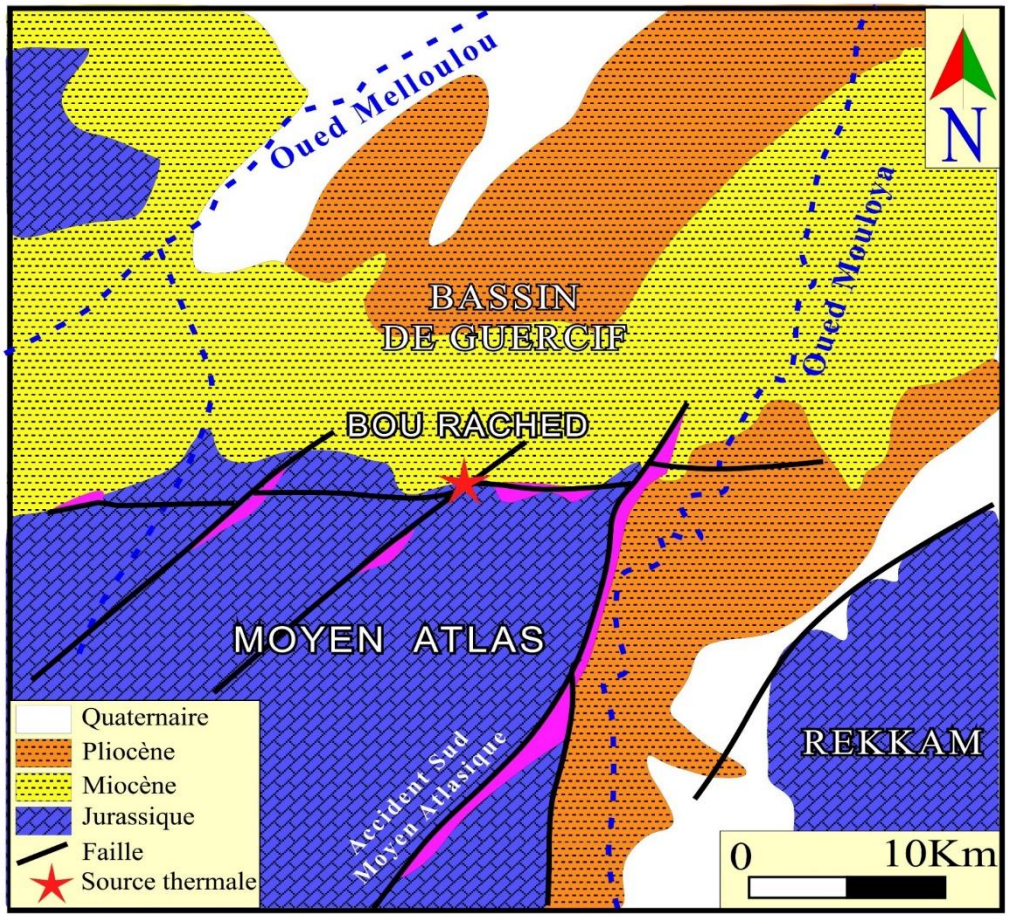

Figure 57: Carte Géologique de la région de Bou Rached (modifié d'après Bernini et al. 1994).

C- Cadre Structural

De point de vue structural, la source thermale de Bou Rached sourde au sein d'un réseau de failles constituant la zone de transition entre le Moyen Atlas et le bassin du Guercif.

L'analyse des structures géologiques extraites à partir de l'image satellitaire dans ce secteur, révèle l'existence d'un important réseau de linéaments de directions variables parcourant cette zone (Fig. 58A). Les résultats de cette analyse sont reportés sur la rosace directionnelle illustrant la densité de ces linéaments. Ce traitement montre une prédominance des structures orientées NE-SW et celles E-W à NW-SE (Fig. 58B). Dans ce secteur, les linéaments NE-SW correspondent aux accidents majeurs ayant joué un rôle prédominant dans la structuration du domaine moyen atlasique (Laville et Bouazza Fedan, 1989). Cependant, les structures E-W correspondent aux accidents majeurs limitant le Moyen Atlas du bassin de Guercif (Laville et Bouazza Fedan, 1989).

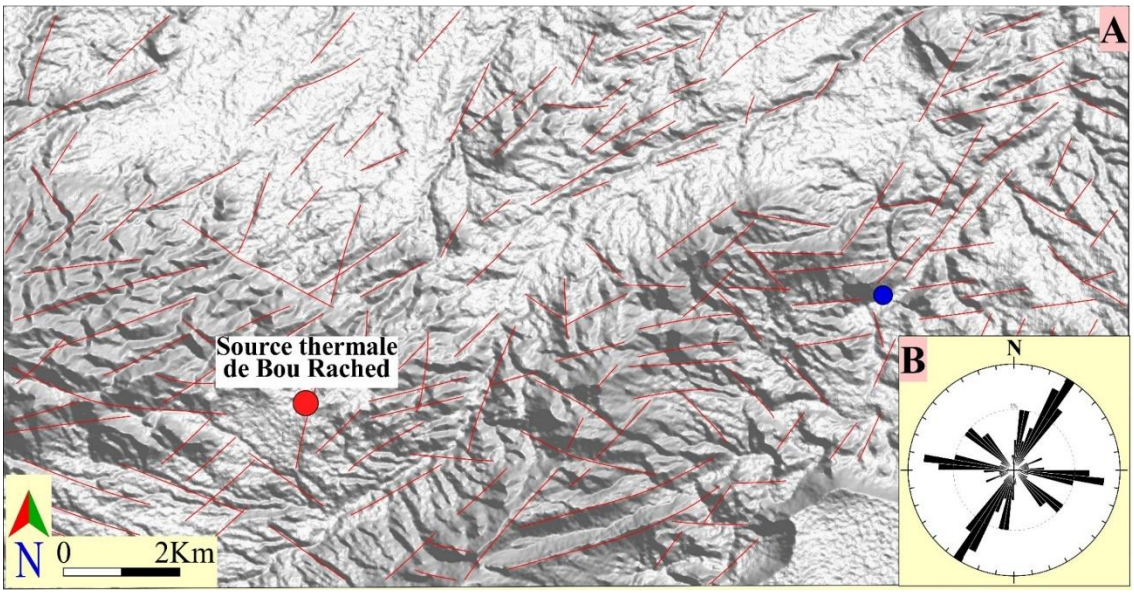

Figure 58: A : Carte MNT montrant les linéaments parcourant la région de Bou Rached ; B : Rosace directionnelle montrant l'orientation de ces linéaments.

Par ailleurs, une étude tectonique détaillée au voisinage de cette source thermale permet de distinguer l'existence d'un réseau de failles qui affecte les différentes formations géologiques affleurant dans ce secteur. La représentation stéréographique de ces failles est illustrée par la figure 59.

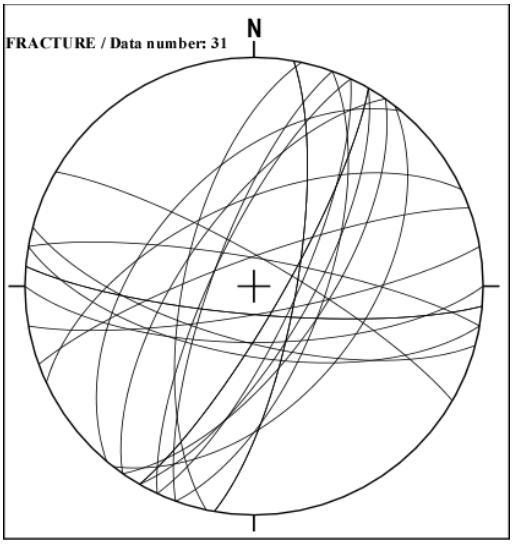

Figure 59: Le Stéréogramme des failles affectant la région de Bou Rached.

Les résultats de tri et de traitement informatique des différentes mesures tectoniques récoltées sur les miroirs de ces accidents, ont permis d'identifier deux familles de failles majeures bien illustrées dans la rosace directionnelle (Fig. 60). La première famille la plus abondante, correspond à des accidents présentant un fort pendage (65^0 à 90^0), essentiellement orientés entre N20 et N45. La deuxième famille présente également un fort pendage (75^0 à 90^0), avec une

orientation comprise entre N90 et N120. Ces résultats corroborent ceux de l'analyse des linéaments extraits à partir des images satellitaires.

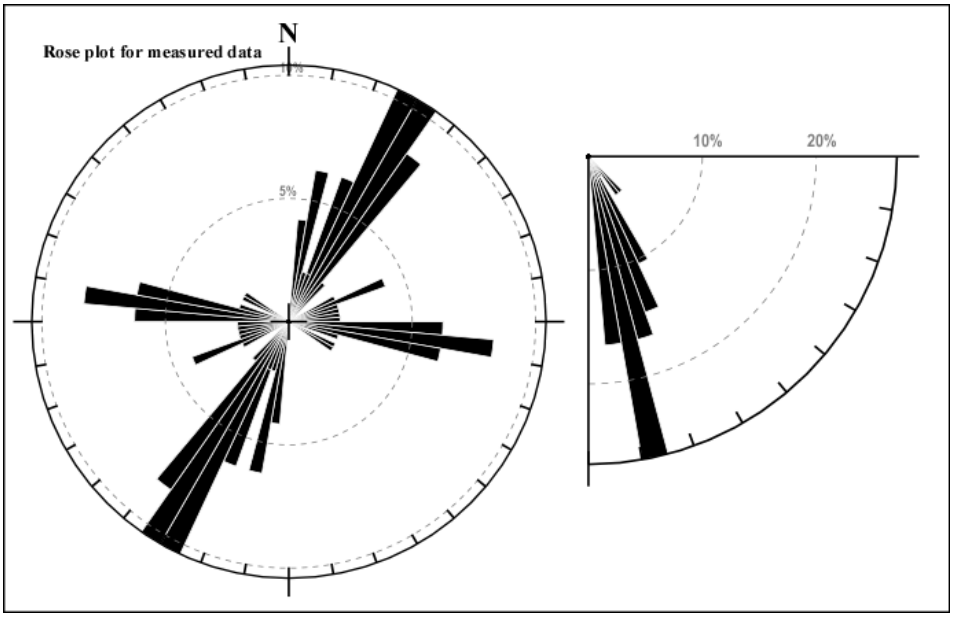

Figure 60: Rosace directionnelle des accidents et leurs pendages affectant la région de Bou Rached.

La dominance des terrains carbonatés et marneux qui ne préservent pas les marqueurs tectoniques telles que les stries et les niches d'arrachements sur les miroirs des failles, complique la détermination des différentes phases tectoniques et leurs contraintes responsables de l'architecture structurale dans ce secteur. Dans ce contexte, on se base sur les différentes observations de terrain, en particulier les recoupements entre les structures, afin de proposer le modèle tectonique expliquant le mode de fonctionnement de ce système hydrothermal.

Cependant l'analyse et l'observation méticuleuse de ces accidents au voisinage de la source de Bou Rached a permis de mieux caractériser les deux directions tectoniques évoquées. En effet, dans le réseau d'accidents orientés N20 correspondant à des zones de broyage métriques à décamétrique, ont été observés des filonnets centimétriques et des fentes de calcite rhomboédrique témoignant d'une intense circulation hydrothermale active. Ceci suggère que ces accidents ont probablement servi de conduits facilitant la circulation des fluides hydrothermaux. Cependant, les failles de direction N90 du deuxième réseau sont remplies par des argiles pouvant correspondre à des précipitations d'origine probablement hydrothermale dont seules les analyses géochimiques pourront confirmer ou infirmer cette hypothèse. Le colmatage de ces argiles au niveau des miroirs de ces failles inculque à ces dernières un caractère imperméable. Ceci pourrait jouer un rôle important dans l'apparition de la résurgence chaude au niveau de l'intersection de ces deux directions.

II- 2- Les résurgences thermales septentrionales

La partie septentrionale du Moyen Atlas est faconnée par le couloir Taza-Oujda. Ce couloir correspond à une vaste dépression d'environ 6000 km^2, orientée NE-SW. Il est considéré comme un bassin d'avant pays de la chaine alpine rifaine et constitue le prolongement oriental du sillon Sud-Rifain (Fig.48). Ce couloir est limité respectivement au NW et au nord par les nappes prérifaines et les reliefs jurassiques de Terni Mezgout, au Sud par le Moyen Atlas plissé et à l'Est par les Hauts-Plateaux et la chaîne des Horsts (Fig.48). Cependant, l'évolution de ce couloir s'insère en grande partie, dans le cadre géodynamique du Moyen Atlas septentrional. En effet, ce bassin a été le siège de plusieurs déformations successives depuis le Trias jusqu'à l'actuel avec des caractéristiques géodynamiques différentes en relation avec l'ouverture respective des océans Atlantique Central et Téthysien Occidental ainsi que le rapprochement des plaques Afrique-Europe (Fedan et al., 1989 ; Laville 1989; Manspeizer et al. 1978).

Ce bassin d'âge néogène, est caractérisé par des manifestations magmatiques qui se sont succédées depuis l'effondrement de la chaine atlasique par la mise en place des lamprophyres alcalines dans la région de Taourirte et l'Aioun (Duparc 1925; Agard 1950; Mokhtari et al. 1988). La mise en place de ces derniers d'âge éocène, est suivi par un volcanisme calco-alcalin et alcalin plio-quaternaire affleurant en cône et en lave au niveau de la région de Guelliz et Oujda. Ce bassin est également caractérisé par des indices thermiques de surface qui se manifestent sous forme de dizaines de sources thermales affleurant dans ce couloir. Parmi celles-ci, cinq ont été choisies dans ce travail : il s'agit de Goutitir, Ben Kachour, Sidi Yahya, Fezouan et Ain Kiss. Ces indices thermiques de surface ainsi que les manifestations magmatiques en font de ce bassin une zone à potentiel géothermique important.

Ce bassin forme une dépression au sein des formations carbonatées persistant en horst disloquées par des failles de directions NE-SW et ESE-WNW. Au voisinage de cette dépression à remplissage néogène, apparaissent, à la faveur de ces accidents, des boutonnières où affleurent des formations paléozoïques entourées par celles du Trias et du Jurassique (Fig.48).

Le socle paléozoïque est constitué essentiellement par des formations méta-sédimentaires de nature gréso-pélitique structurées par l'orogénèse hercynienne et intrudées par les granitoïdes hercyniens et tardi-hercyniens (Mrini et al., 1992 ; Ajaji et al., 1998, Chopin et al., 2023). La série triasique (400-500 m), est formée par des dépôts rouges détritiques et argilo-évaporitiques salifères intercalés de coulées basaltiques doléritiques. Elle recouvre en discordance angulaire les formations paléozoïques (Michard, 1976 ; Hoepffner, 1987 ; Torbi, 1996, Bernini et al. 1999),

et peut également apparaitre sous forme de monticules isolés liés à des remontées diapiriques évaporitiques au niveau des accidents majeurs parcourant le Moyen Atlas (Ovtracht, 1976 ; Giret et al 1985 ; Laville et al., 2007). Ces reliefs sont très répandus dans ce bassin, notamment à Goutitir, à Jbel Tirremi et à Koudiat Titeft.

La distension jurassique aboutie à l'effondrement de cette zone et l'installation des bassins en grabens et demi grabens orientés NE-SW et E-W. Cette structuration est facilitée par la réactivation des accidents hercyniens (Michard, 1976 ; Rakus, 1979 ; Laville et Feddan, 1989 ; Laville et al., 1992 ; Oujidi, 1994 ; Charroud et al., 2002). Ces bassins sont comblés par une épaisse série carbonatée liasique (Benzaquen et al., 1965; Fedan, 1989; Zizi, 1996; Nassili, 2006), sur laquelle se déposent des formations détritiques matérialisées par une alternance de grès et d'argiles silteuses jurassiques (Feddane, 1989 ; Nassili, 2006; Hssaida et al., 2017).

Les forages établis dans ce bassin, attestent que les formations néogènes ayant une épaisseur estimée à environ 1500m, reposent en discordance sur le substratum mésozoïque en l'absence des formations crétacées. Cette série néogène débute par des conglomérats et des grès continentaux, suivis par des marnes bleues gypsifères du Tortonien (Benzaquen, 1965; Krijgsman et al, 1999 ; Bernini et al., 2000). La couverture quaternaire est constituée par des conglomérats, des tufs, des argiles et des terrasses limoneuses alluviales ainsi que des éboulis ; cette couverture achève les dépôts sédimentaires dans ce bassin (Colletta, 1977).

III-2- 1- La Source thermale de Goutitir

A- Cadre géographique

La source thermale de Goutitir, nommée également Sidi Chafi, est située à 20km à l'ouest de Taourirt. Cette source sourde au niveau du village de Goutitir situé à 2km sur la rive droite de la route RP1 qui mène de Taourirt à Guercif (Fig. 61). Au sein de ce village qui englobe une dizaine de maisons est aménagée une petite station de bain thermale dont les eaux chaudes proviennent d'un forage situé dans le ravin d'Oued El Abed.

La géomorphologie de la région présente un aspect relativement plat, avec des altitudes moyennes variant entre 350 et 500m. Les reliefs les plus élevés correspondent aux crêtes marquées par des formations gréseuses et calcaires du Jurassique, orientées de N-S à NE-SW. Par ailleurs, les réseaux hydrographiques de la région sont caractérisés par des oueds à écoulement temporaire, tel qu'Oued El Abed, avec des directions préférentielles N-S. Cette région est caractérisée par un climat semi-aride matérialisé par des faibles pluviométries ne

dépassant pas 150 mm/an, accompagnées d'importants écarts de température avec une moyenne de 19°C.

B- Cadre géologique

La source thermale de Goutitir sourde dans la partie septentrionale du bassin néogène de Guercif au nord du piedmont de l'anticlinal de Koudiet-Zireg (Fig. 61). Ce dernier, d'une altitude variant entre 350 à 500 m, constitue un dôme subcirculaire formé par des strates calcaires orientées E-W. Ces strates d'âge jurassique, sont intensément faillées et surmontées par les formations mio-plio-quaternaires (Fig. 61). Ce dôme correspond à une structure diapirique dont la mise en place serait en relation avec les mouvements tectoniques alpins, précurseurs des mouvements ascendants des argiles évaporitiques du Trias sous-jacents (Ovtracht, 1976 et Giret, 1985).

Au niveau de la source thermale, la série triasique est souvent disloquée et incomplète. Les formations y affleurent sous forme des écailles d'argiles rouges riches en évaporites très déformées soulignant les failles chevauchantes affectant cette région (Fig. 61). La série jurassique offre, au niveau des reliefs en dôme, des faciès allant du Lias inférieur jusqu'au Kimméridgien supérieur. Les formations liasiques sont représentées par des calcaires dolomitiques à silex occupant le cœur du dôme (Ben Bouziane, 1984; Giret, 1985; Torbi, 1997; Nassili 2006). Ces formations sont par endroit oxydées, bréchifiées et parcourues par des veinules d'oxydes de fer ou de calcite, fluorine et barytine attestant d'une circulation hydrothermale très importante dans cette région. Le flanc sud de ce dôme, est matérialisé par une alternance de calcaire micritique et des marnes grises verdâtres gypsifères toarciennes qui affleurent également plus à l'ouest de ce dôme (Ben Bouziane, 1984, Giret, 1985). Ces formations sont surmontées par des marnes noires schistosées de l'Aalénien supérieur, affleurant au nord du dôme dans la vallée d'Oued El Abed (Ben Bouziane, 1984, Benmakhlouf 2001, Nassili 2006). Leur aspect schisteux, bien visible au voisinage de la source thermale, serait en relation avec le fonctionnement du chevauchement méridional soulignant Oued El Abed, mis en évidence pour la première fois dans cette région. Le Bajocien est matérialisé par des marnes vertes et jaunâtres surmontées par une alternance de marnes-calcaires (Benzaquen, 1965, Ben Bouziane, 1984; Giret, 1985, Nassili 2006). L'Oxfordien, affleurant au nord de la source de Goutitir, est formé par une série gréseuse montrant une alternance de grès jaune et de grès carbonaté. Dans la partie septentrionale de cette région affleure une série de calcaires et de dolomies massives appartenant au Kimméridgien-Portlandien.

Les dépôts sédimentaires se poursuivent dans ce bassin par des formations du Miocène discordants sur celles du Jurassique. Les dépôts du Miocène sont constitués par des blocs de grés jaunâtres alternant avec des marnes. Enfin, les dépôts continentaux du Quaternaire achèvent la sédimentation dans ce bassin et reposent en discordance angulaire par des conglomérats à éléments centimétriques sur l'ensemble des formations précédentes.

Toutes fois, dans cette région, les formations jurassiques sont intrudées par un essaim de dykes et de sills magmatiques d'épaisseurs métriques (0.5 à 4 m). Il s'agit des lamprophyres alcalins porphyriques à phénocristaux centimétriques de biotites et de pyroxènes. Les datations de ces roches alcalines ont livré grâce à la méthode K-Ar (Charlot et al., 1964 ; Wagner et al., 2003) des âges allant de la fin du Crétacé (67 ± 0,2 Ma) jusqu'à la fin du Paléocène (57 ± 3 Ma). Ces lamprophyres contiennent localement une grande variété de xénolites dont les plus importants sont ceux des syénites, des carbonatites, de gabbros ainsi que des xénolites mantelliques (Charlot et al., 1964 ; Mokhtari et Velde, 1988 ; Mokhtari et al. 1996 et Wagner et al., 2003).

L'activité magmatique dans cette région s'achève par l'installation de cônes volcaniques et la mise en place des laves basaltiques de nature calco-alcaline et alcaline durant le Plio-quaternaire (Hernandez 1983; Hernandez and Bellon, 1985; Hervouet, 1985).

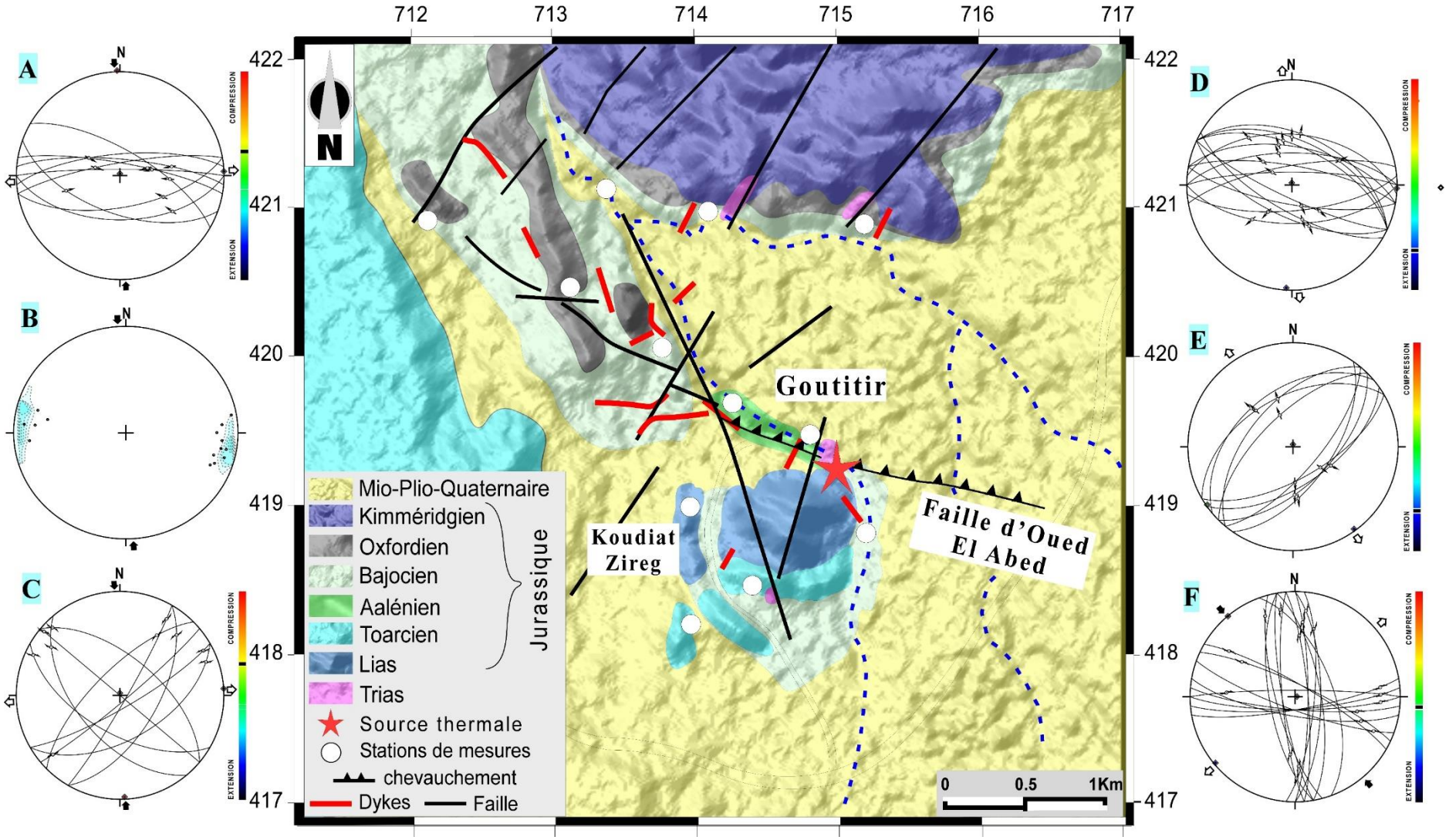

Figure 61: Carte géologique simplifiée de la source thermale du Goutitir. A-F : Représentations stéréographiques des différentes structures tectoniques affectant la région de Goutitir.

C- Cadre structural.

Afin de comprendre l'influence des différentes structures tectoniques affectant cette région sur la résurgence thermo-minérale de Goutitir, une campagne de mesures a été effectuée au voisinage de cette source. Les résultats de tri et de traitement informatique des mesures structurales récoltées sur le terrain, ont permis d'identifier trois phases tectoniques correspondant aux phases ultimes enregistrées dans ce secteur. Les relations mutuelles entre les différentes structures permettent de conclure que la succession de ces phases se produirait selon le scénario suivant :

- Une première déformation compressive subméridienne a engendré des décro-chevauchements de direction N080-N130 (Fig. 61A). Ces derniers peuvent évoluer à des failles inverses et des chevauchements auxquelles sont associés des plis à vergence sud (Fig. 60B). Dans ce secteur, oued El Abed correspond à un couloir accidenté de direction N110 à N120 montrant un pendage de 50°N. Ce couloir est matérialisé par une multitude de failles à jeu chevauchant. Il a été identifié comme une structure majeure associée à cette première phase (Fig. 62A). L'analyse structurale de ce couloir à proximité de la source thermale de Goutitir, est marquée par une zone de broyage dont l'épaisseur oscille entre 80 et 100m où sont mêlés les lambeaux rouges triasiques avec des carbonates jurassiques et les formations miocènes jaunâtres. L'ensemble est organisé en écailles et des plis à vergence sud impliquant une avancée des structures des zones septentrionales sur les formations équatoriales situées au sud d'oued El Abed (Fig. 62B). La présence des écailles triasiques, organisées en lambeaux au sein de ce chevauchement, implique que ce dernier s'insère dans une avancée facilitée, comme c'est le cas dans la chaine rifaine, par des décollements survenus au niveaux des formations argileuses rouges triasiques (Tejera et Duee, 2003; Chalouan et al. 2008). Par ailleurs, la présence d'une structure anticlinale, orientée N120, dans les formations carbonatées au front sud de cette source thermale, pourrait être aussi en relation avec le fonctionnement d'un chevauchement aveugle associé à ce couloir.

  Cette phase serait également responsable de l'apparition des décrochements senestres orientés N025-N060 et leurs conjugués dextres, orientés N130-150 (Fig. 61C). Ces décrochements forment un réseau d'accidents qui correspondraient aux prolongements septentrionaux de l'Accident Majeur Sud Moyen Atlasique (SMAF) (Fig, 48).

  Dans les dépôts carbonatés du Jurassique, des fentes de tension rectilignes à remplissage calcique et des joints stylolitiques de direction subméridienne sont également associés à cette

phase (Fig. 62C). En effet, ces deux structures seraient générées dans un climat de contraintes compressives orientées N-S en relation avec la déformation alpine.

Les structures engendrées par cette phase, également identifiée dans ce secteur par Torbi et Gélard, (2000), sont bien visibles dans toutes les stations de mesures. Elle correspondrait selon ces auteurs aux derniers épisodes P2/3 et P'2 générés par la déformation progressive et continue dans ce secteur pendant le Miocène. Les structures de cette phase se retrouvent également au niveau de la Meseta orientale, et seraient compatibles avec la phase majeure de l'orogenèse alpine post-nappe engendrée par le rapprochement N-S des plaques Europe-Afrique (Michard, 1976 et 2008; Laville and Piqué, 1992; Gomez et al., 2000; Frizon de Lamotte et al., 2000; Teixell et al., 2003; Gimeno-Vives et al., 2020).

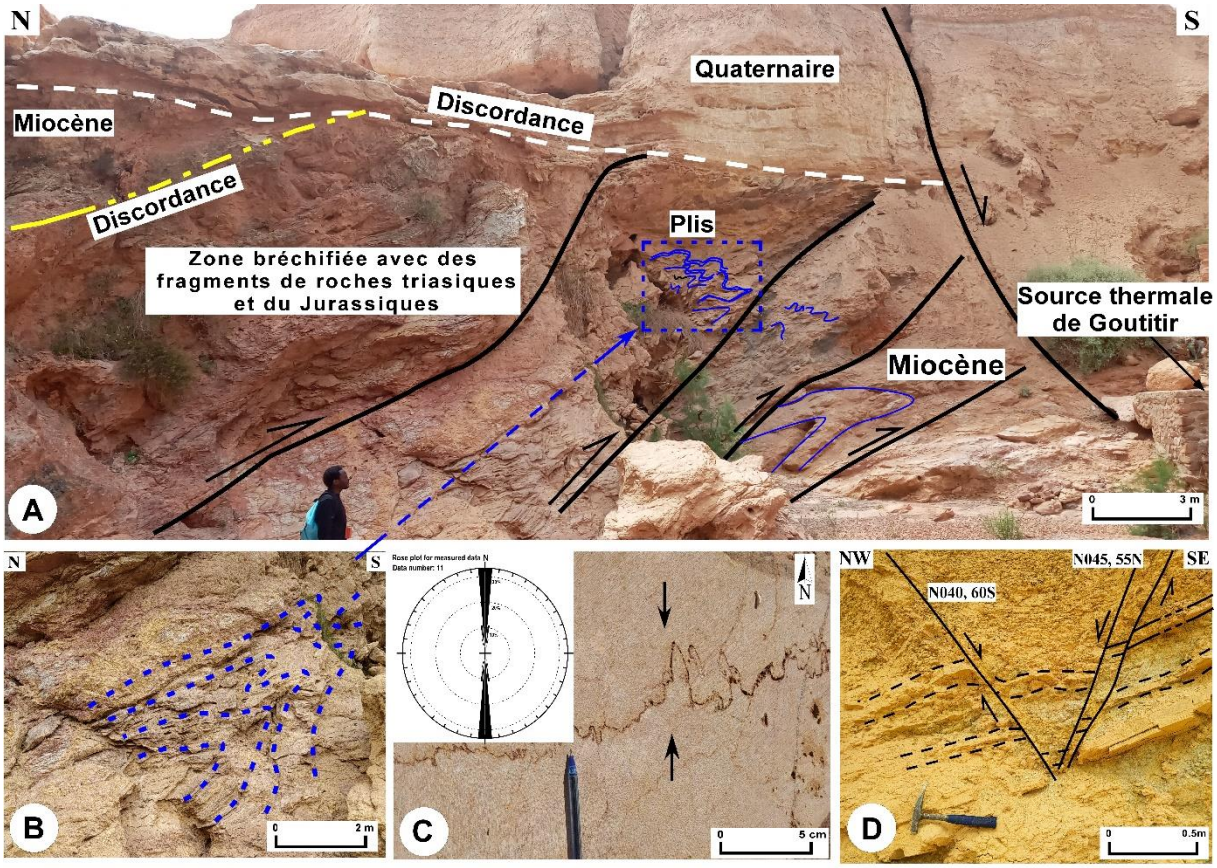

Figure 62: Structures associées au chevauchement E-W au niveau d'oued El Abed au voisinage de la source thermale de Goutitir (A). B : plis associés à ce chevauchement. C : Stylolites affleurant dans les calcaires associés à la phase de compression. D : Structure en horst et graben.

- La deuxième phase de déformation est extensive, montrant une direction allant du NW-SE à N-S. Elle se traduit dans la région thermale de Goutitir par l'activation de deux familles de failles normales de directions respectives N030-N060 et N080-N120 (Fig. 61E et F). Le jeu de ces deux failles conjuguées détermine des morphostructures en horsts et grabens, bien

visibles dans les formations jurassiques et miocènes (Fig. 62D). En effet, cette phase correspondrait à une inversion de la phase majeure précédente. Cette inversion est matérialisée au niveau de certains miroirs, par la superposition des stries engendrées par les failles normales sur les empreintes des vestiges laissées par la phase précédente.

Cette phase extensive se rapprocherait de celle décrite dans le domaine nord oriental où elle est également de direction NW-SE à N-S et a engendré des failles normales ayant les mêmes directions que celles définies dans le secteur de Goutitir (Benzaquen et al., 1965 ; Nassili, 2006). Elle aurait fonctionné du Tortonien au Messinien et serait responsable de la naissance et du remplissage des bassins sédimentaires post-nappes comme c'est le cas dans le secteur de Goutitir (Gomez et al., 2000 ; Sani et al., 2000; Torbi et Gélard, 2000).

- La troisième phase de déformation correspond à la reprise de ce secteur par une compression de direction NW-SE. Cette phase serait ultime dans ce secteur, car sur le terrain les marqueurs tectoniques qu'elle a engendrés, recoupent et décalent ceux des phases précédentes. Cette phase se manifeste par l'apparition de deux réseaux de décrochements conjugués, dont le premier, de direction N160-N005 montre un jeu senestre, alors que le second, de direction N080-N130 affiche un jeu dextre (Fig. 61F).

En général, l'architecture engendrée par la succession tardive des phases mises en évidence dans le secteur de Goutitir, permet de conclure que :

i) Les accidents de direction NE-SW sont les plus fréquents. Les données géophysiques (Rezouki et al 2020) attestent que ces derniers correspondraient aux continuités, vers le NE, des structures majeures du Moyen Atlas (NMAF, CMAF, SMAF) sous le bassin néogène de Guercif (Fig. 48). Les accidents NE-SW relevés à Goutitir correspondraient surtout à la continuité des structures engendrées par les accidents Central Moyen Atlasique (CMAF) et Sud Moyen Atlasique (SMAF) (Fig. 48). Les données géologiques et géophysiques considèrent ces structures comme des accidents crustaux à jeux hybrides (cisaillement + extension), profondément enracinés dans la croûte. Ces accidents ont contrôlé dans un premier temps la configuration en horst et graben ainsi que la subsidence du bassin néogène de Guercif, et dans un deuxième temps la mise en place du volcanisme éocène et mio-plio-quaternaire (Benzaquen et al., 1965 ; Torbi et Gélard, 1994 ; 2000 ; Zizi, 1996, Bernini et al., 2000 ; Gomez et al., 2000 ; Sani et al., 2000, Rezouki et al 2020; Boufkri et al. 2021).

ii) Les accidents de direction E-W sont également abondants, surtout dans la partie orientale du bassin de Guercif. Ils constituent des structures tectoniques correspondant

le plus souvent à de grandes zones de cisaillement et de chevauchement ayant affecté l'avant fosse rifaine, notamment le bassin de Guercif (Benzaquen et al., 1965 ; Laville et Fedan 1989)). En effet, il s'agit d'un système d'accidents fréquemment marqués par des injections en écailles des évaporites triasiques pouvant évoluer parfois à des structures anticlinales causées par des dômes de sels. Ce cas a été décrit au voisinage de la source thermale de Goutitir. La remontée des dépôts salins triasiques à travers les séquences méso-cénozoïques permet de conclure que l'enracinement de ces accidents est également très profond. Selon l'estimation effectuée par les méthodes gravimétriques et aéromagnétiques, ces failles atteigneraient des profondeurs allant jusqu'à 3,5 km (Rezouki et al. 2020). Ces profondeurs franchiraient les limites supérieures estimées, dans ce bassin, pour le socle paléozoïque (Sani et al., 2000). Ainsi ces failles seraient également des structures ancrées dans le socle paléozoïque et réactivées au cours des phases tardives alpines.

iii) Les structures de direction N-S, peu fréquentes dans ce secteur, sont très localisées et apparaissent dans la partie orientale de Goutitir au niveau d'oued l'Abed. Ces accidents participent ainsi à l'architecture structurale de la zone d'étude. Les données géophysiques affirment que ces accidents sont interprétés comme des accidents superficiels qui n'atteignent pas le socle paléozoïque et seraient probablement générés au cours l'orogenèse alpine.

II-2-2- Les Sources thermales de la région d'Oujda-Berkane

A- Cadre géographique

La région d'Oujda-Berkane, située au NE du Maroc près de la frontière avec l'Algérie, abrite plusieurs ressources geothermales, matérialisées par des sources thermales, des forages de puits dont les températures excèdent 50°C et des édifices à épanchement volcanique. Parmi les sites hydrothermaux, quatre sources thermales ont été sélectionnées dans cette étude. Il s'agit de Ben Kachour, de Sidi Yahya, de Fezouane et d'Ain Kiss. Ces sites présentent un intérêt économique significatif car elles sont exploitées et aménagées en stations hydrothermales, comme par exemple les stations de Ben Kachour et Fezouane, qui sont les plus célèbres et connues au Maroc oriental.

De point de vue géomorphologique, cette région est caractérisée par un relief montagneux et accidenté, formé par des crêtes carbonatées orientées principalement NE-SW à ENE-SWS, avec des altitudes variant de 600 à 1300 m. Ces reliefs, structurés en horsts et grabens (Torbi, 1997 ;

Torbi et Gélard, 2000; Bernini et al, 2000; Charroud et al., 2002), correspondent aux structures du pays des Horsts, Beni Snassen et Hauts Plateaux. Ces derniers constituent le prolongement vers le nord du domaine moyen atlasique. Ces reliefs sont bordés par de vastes dépressions comblées par des sédiments néogènes, notamment la plaine de Triffa au NE et le couloir Taourirt-Oujda au SW (Fig. 48 et 63). Le réseau hydrographique de la région est marqué par des oueds à écoulement le plus souvent temporaire, orientés principalement suivant trois directions préférentielles NE-SW, NW-SE à N-S.

Le régime climatique de cette région est de type aride, caractérisé par des hivers froids à frais et des étés très chauds et secs. Les précipitations sont généralement faibles, atteignant en moyenne 350 mm/a. La température moyenne annuelle est d'environ 18°C, avec des variations saisonnières marquées par le mois le plus froid, Janvier, affiche une moyenne de 8.5°C et le mois le plus chaud, Août, enregistre une moyenne de 32°C.

B- Cadre Géologique

La zone Oujda-Berkane, située dans la Meseta orientale marocaine, est caractérisée par la prédominance de terrains carbonatés jurassiques et de formations sédimentaires néogènes (Fig.63). Les affleurements carbonatés affleurent principalement dans les chaînes des Beni Snassen au nord et les Hauts Plateaux au sud. Ces derniers, structurés en horsts et grabens, résultent d'une succession de réseau d'accidents principalement orientées NE-SW à ENE-WSW (Michard 1976 ; Hoepffner, 1987). Ces terrains correspondent au prolongement septentrional de la chaîne du Moyen Atlas (Benzaquen et al., 1965 ; Giret, 1985 ; Nassili, 2006).

Cette région est également porteuse de gisements miniers, notamment le MVT de Touissit (Bouaaabdelah et al. 2021), l'anthracite de Jerada (Pelc & Ben Yahya, 1979) et le fer-manganèse de Tancherfi (Bauchau et al., 1966).

De point de vue stratigraphique, les régions hôtes des sources thermales sont constituées par des terrains allant du Paléozoïque jusqu'au Quaternaire (Fig.63).

Les terrains paléozoïques, déformés et granitisés, affleurent sous forme de boutonnières (Jerada, Debdou et Mekam, Tannecherfi, Narguechoum) au sein des formations secondaires et tertaires (Hoepffner, 1987; Torbi, 1988, Torbi et Gélard, 2000). Ces terrains sont recouverts en discordance angulaire par les formations triasiques formées par des dépôts rouges détritiques et argilo-évaporitiques salifères intercalés de coulées basaltiques doléritiques (Michard, 1976 ; Hoepffner, 1987 ; Torbi, 1996, Bernini et al. 1999).

La couverture jurassique, essentiellement carbonatées et faiblement déformées, est quasi complète dans cette zone (Rakus, 1979, Cattaneo, 1980 ; Giret, 1985 ; Torbi, 1988). Elle débute par les formations liasiques de nature calcaro-dolomitique, surmontées par les formations du Dogger et Malm, caractérisées principalement par des plateformes calcaires bien stratifiées, avec des intercalations marneuses (Nassili, 2006).

Le cycle tertiaire est représenté uniquement par les dépôts marneux du Néogène. Ces dépôts se sont mis en place à la suite d'une importante lacune sédimentaire matérialisée par l'absence des terains allant du Crétacé au Miocène inférieur. Les dépôtd tertaires coiffent avec une nette discordance angulaire les formations jurassiques.

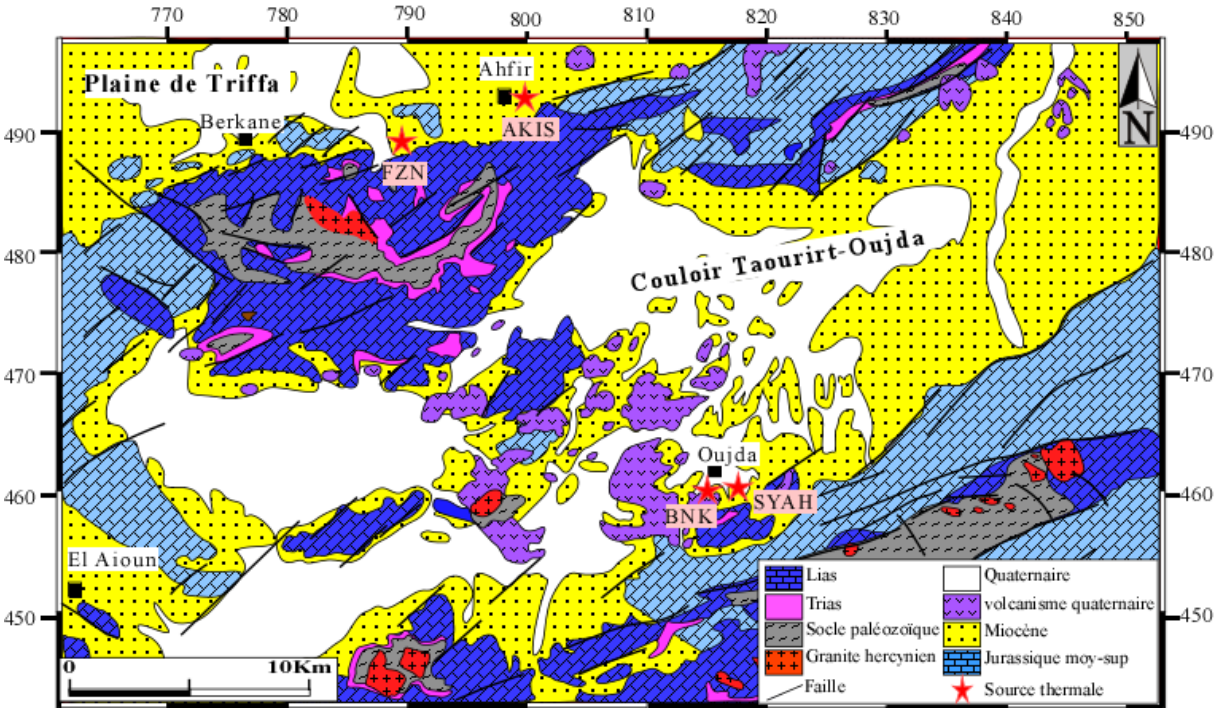

Figure 63: Carte géologique montrant la répartition des sources thermales dans la région d'Oujda-Berkane (Modifiée d'après la carte géologique d'Oujda 1/50000).

C- Cadre structural

L'étude structurale des sources thermales de la région d'Oujda-Berkane sera abordée essentiellement par l'analyse d'images satellitaires. Cette méthode est privilégiée, dans ce cas, en raison de la localisation de ces sources au sein de zones urbaines, ce qui entrave l'identification directe des structures géologiques sur le terrain. Cette approche offre une vue de surmonter les obstacles liés à l'urbanisation et offre une vue d'ensemble des structures géologiques à l'échelle régionale, facilitant ainsi la compréhension du contexte structural dans lequel s'inscrit le mode mise en place de ces sources thermales.

Les résultats de ce traitement montrent des linéaments de directions variées parcourant ce secteur. L'analyse statistique de ces directions met en évidence une prédominance des structures orientées N50-60 et N130-150 (Fig. 64). Ces résultats sont bien corrélés avec les structures géologiquement cartographiées à l'échelle du Maroc oriental (Torbi et al. 2000).

Les accidents de direction NE-SW sont nettement dominants dans l'ensemble de ce secteur, rappelant les grandes structures de la chaîne du Moyen Atlas. Cette suggestion est corroborée par les données géophysiques (Zizi et al.1996 ; Rezouki et al 2020 ; Boufkri et., al 2021), qui attestent que ces structures correspondraient aux continuités, vers le NE sous le bassin néogène de Guercif, des structures majeures du Moyen Atlas (NMAF, CMAF, SMAF) (Fig. 48).

Ces failles sont généralement caractérisées par un jeu décrochant normal, avec des pendages verticaux ou subverticaux. Elles présentent un rejet important pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres (Benmakhlouf 2002).

Ces de failles normales orientées NE-SW seraient à l'origine de la configuration structurale en horst et graben. Elles auraient joué dans ce secteur, un rôle important dans le morcellement et la dislocation en blocs de la chaîne moyen atlasique ainsi que l'installation des bassins intramontagneux (Jerada, Oujda et Triffa) (Torbi 2000 ; Komilitsyne et al. ,1974 et Rakus, 1979).

Les failles de direction NW-SE sont également dominantes, mais moins étendues que celles orientées NE-SW. Ces structures correspondent généralement à des zones de cisaillement ayant affecté les bordures septentrionales du couloir Taza-Oujda. Ce réseau de failles contribue au faconnement de l'architecture structurale de cette zone, délimitant ainsi les unités morphostructurales du couloir Taza-Oujda. Les données géophysiques affirment que ces accidents sont interprétés comme des accidents superficiels qui n'atteignent pas le socle paléozoïque et seraient probablement générés au cours l'orogenèse alpine.

L'analyse structurale dans ce secteur atteste que les sources thmominérales étudiées sourdent à proximité des accidents normaux orientés NE-SW qui délimitent les bassins et les horsts. Les données géophysqiues attestent que ces accidents bordièrs des horsts et des grabens correspondent à un réseau de failles normales profondes matérialisées par une haute perméabilité. Ce caractère facilite ainsi l'infiltration et la circulation des eaux thermales en profondeurs et leur migration depuis les réservoirs profonds vers la surface. Ce réseau de failles jouerait un rôle important dans le développement et la genèse du système hydrothermal actif le long des accidents du Moyen Atlas, ainsi que la distribution des sources thermominérales dans la région d'Oujda-Berkane.

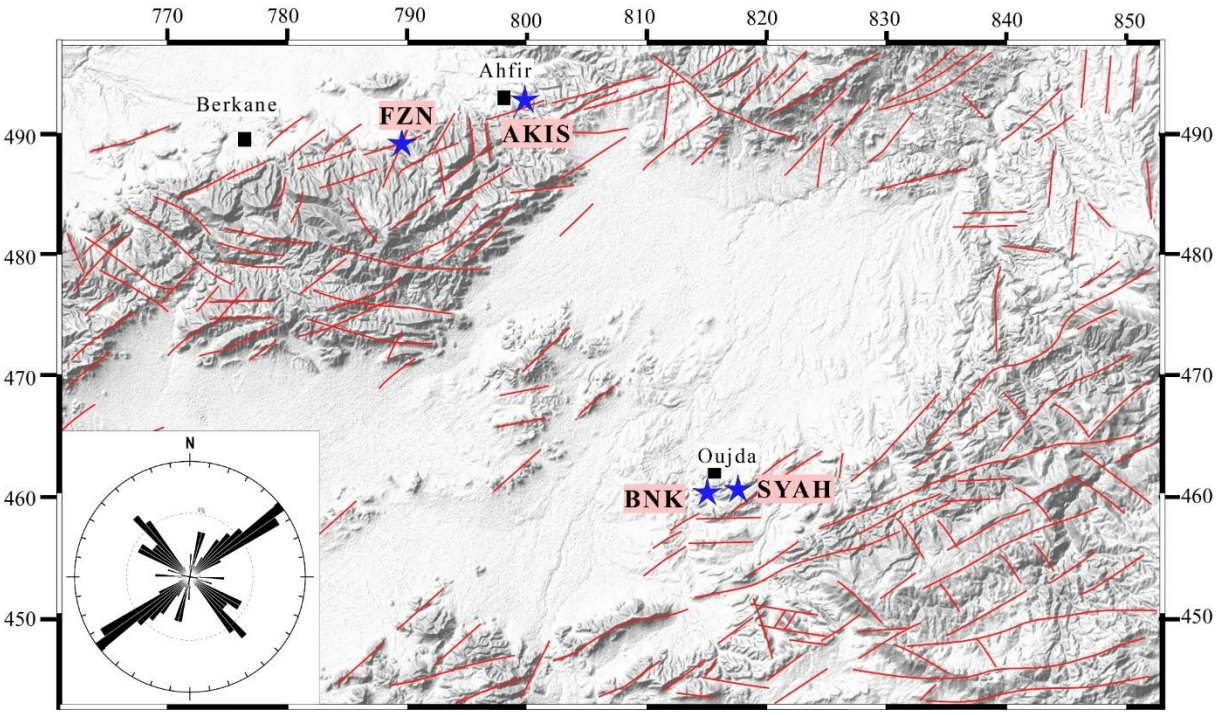

Figure 64: Carte des linéaments extraits à partir des images satellitaires de la région d'Oujda-Berkane.

III- La géochimie des eaux thermales du domaine Moyen Atlasique

III-1- Introduction

Ce chapitre présente une étude géochimique approfondie des eaux thermales émergeant le long des structures majeures du Moyen Atlas précédemment mentionnées. L'application des diverses approches géochimiques permet de retracer l'histoire et l'évolution de ces eaux, depuis les zones de recharge jusqu'aux points d'émergence.

En effet, ces approches visent à identifier l'origine des fluides, leurs parcours souterrains, la ou les sources de leur minéralisation, de même évaluer les éventuels mélanges par les eaux superficielles. Ces approches permettent également de déterminer les caractéristiques des réservoirs traversés (lithologie, température, profondeur), et les différents processus d'interactions eau-roche survenues en profondeur.

Afin d'atteindre ces objectifs, nous procéderons par une analyse et une interprétation détaillées des données géochimiques et isotopiques consignées dans le tableau 6.

Tableau 6 Les résultats des analyse géochimiques des eaux thermales du Moyen Atlas.

Sample ID		ISS	BAKH	BOR	GOUT	BNK	FZN	SYAH	AKIS
Temp	°C								
pH									
EC	uS/cm								
TDS	mg/l								
Ca++	mg/l								
Mg++	mg/l								
K+	mg/l								
Na+	mg/l								
Cl-	mg/l								
HCO3-	mg/l								
SO4--	mg/l								
SiO2	mg/l								
$\delta^{18}O$	(‰ V-SMOW)								
$\delta^{2}H$	(‰ V-SMOW)								
Altitude	m								
Li	ug/L								
Br	ug/L								

Be	ug/L								
F	ug/L								
Si	ug/L								
Sc	ug/L								
Ti	ug/L								
V	ug/L								
Mn	ug/L								
Cr	ug/L								
Co	ug/L								
Ni	ug/L								
Cu	ug/L								
Zn	ug/L								
Ga	ug/L								
Rb	ug/L								
Y	ug/L								
Nb	ug/L								
Mo	ug/L								
Cd	ug/L								
Sb	ug/L								
Cs	ug/L								
Ba	ug/L								
W	ug/L								
Tl	ug/L								
Pb	ug/L								
Bi	ug/L								
Th	ug/L								
U	ug/L								
Sr	ug/L								
In	ug/L								
Zr	ug/L								
Hf	ug/L								
As	ug/L								
Al	ug/L								
Fe	ug/L								

III-2- Paramètres physico-chimiques et classification

III-2-1- Paramètres physico-chimiques

A l'émergence, la température des eaux thermo-minérales étudiées oscille entre 18°C et 53.5°C, (Tableau 6). Selon la classification de Castany (1967), ces eaux sont classées parmi les sources froides notamment la source de Tibakhbakhine (**BAKH**), mésothermales comme les sources de Bou Rached (**BOR**), Issouka (**ISS**), Fezouane (**FZN**), Sidi Yahya (**SYAH**) et Ain Lkiss (**AKIS**)

et hyperthermales tel que Gouttitir (**GOUT**) et Ben Kachour (**BNK**). Il est à noter, malgré sa température relativement basse, que la source **BAKH** est intégrée dans cette étude en raison de son caractère gazeux matérialisé par un important dégazage riche en CO2, caractéristique des sources thermales.

Par ailleurs, les valeurs de pH varient de 6 à 7.3, attestant d'un caractère globalement neutre de ces eaux (Tableau 6). Cependant, les sources de **BAKH** et **GOUT** se distinguent par une acidité plus marquée, avec des valeurs de pH respectives de 6 et 6,1. Cette particularité pourrait s'expliquer d'une part, par une intense interaction de ces eaux avec les formations triasiques riches en Halite, et d'autre part, par la présence d'une phase gazeuse riche en CO_2 associée à ces eaux. Ces facteurs pourraient entraîner une diminution du pH, justifiant ainsi l'acidité observée dans ces sources (Giggenbach et al, 1994 ; Arnórsson 2000).

III-2-2- Classification hydrochimique

Sur le diagramme de Durov (1988), deux types de faciès hydrochimiques sont observés pour les eaux thermales étudiées (Fig. 65) :

- Un faciès Na-Cl qui englobe les eaux thermales de **GOUT, ISS, BOR et BNK**. Ces sources sont moyennement à fortement minéralisées affichant une large gamme de salinité allant de 765 à 7110 mg/l.
- Un faciès de type Ca-HCO_3 qui regroupe les eaux de **BAKH, FZN, SYAH et AKIS,** faiblement minéralisées, avec une salinité comprise entre 325 et 642 mg/l.

La variation du faciès chimique ainsi que le fort contraste de minéralisation relevé au sein de ces eaux thermales seraient probablement en relation avec la température. Cette dernière contrôlerait les interactions eau-roche survenues en profondeurs, favorisant ainsi l'enrichissement des eaux thermales en éléments chimiques. De plus, le phénomène de dilution causé par les mélanges avec les eaux superficielles, généralement plus froides et faiblement minéralisées, contribuerait à la dilution de ces eaux, favorisant la dimunition du taux de la minéralisation, ainsi que le changement du faciès hydrochimique.

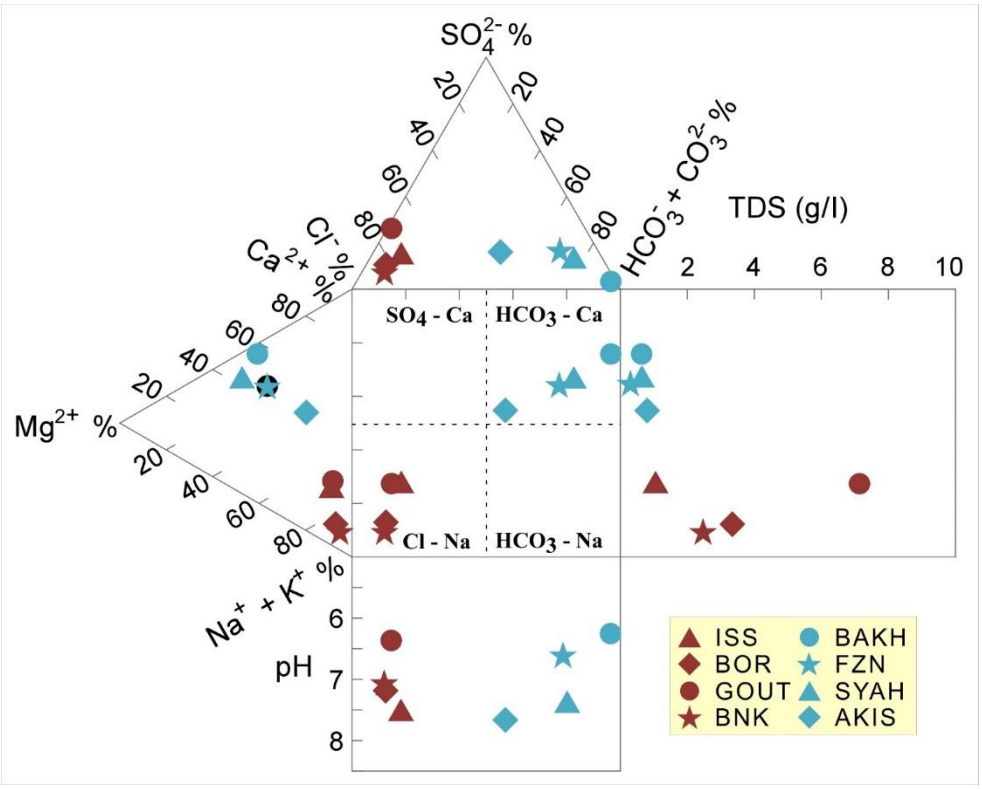

Figure 65: Diagramme de Durov appliqué aux eaux thermales du domaine Moyen Atlasique

III-3- Traitement des éléments majeurs

Sur le diagramme de Schöeller-Berkaloff (1962) (Fig. 66), l'allure des spectres des eaux thermales étudiées affiche un parallélisme quasi-parfait, indiquant probablement une origine commune. Ces spectres montrent deux groupes : le premier de nature Na-Cl (**ISS, BOR, GOUT et BNK**) fortement minéralisé, et le deuxième de nature Ca-HCO_3 (**BAKH, FZN, SYAH et AKIS**) à minéralisation modérée. Ces résultats confirment ceux obtenus précédemment par le diagramme de Durov (Fig. 65). Ces spectres sont caractérisés également par l'enrichissement progressif en éléments majeurs, marquant une évolution depuis des eaux Ca-HCO3 vers celles Na-Cl. Cet enrichissement graduel peut être attribué à la durée du temps de séjour au sein des réservoirs de chaque source et à l'interaction de ces eaux avec des terrains de nature lithologique variée, dominée par les formations carbonatées et évaporitiques. Les phénomènes de dilution issus des mélanges des eaux chaudes avec celles de surface froides et moins minéralisées peuvent également contribuer à la dimunition des concentrations des éléments majeurs dans les eaux de ces sources.

Les spectres des eaux **ISS, BOR, BNK** et **GOUT** sont matérialisés par des teneurs très importantes en Cl^- et Na^+, ainsi qu'en SO^-_4, confirmant leurs faciès hydrochimique de type Cl-Na. Ceci est sans doute en relation avec la dissolution et l'interaction de ces eaux avec des

formations évaporitiques salifères très riches en halite et en gypse rencontées dans les formations triasiques et miocènes (Fig. 66). Cependant, le spectre de **BAKH** est matérialisé par des anomalies négatives accentuées en ces éléments pouvant être expliquées par l'absence de l'interaction de ces eaux avec ces formations évaporitiques.

Par ailleurs, toutes les eaux thermales étudiées sont caractérisées par des teneurs importantes et presque similaires en Ca^{2+}, Mg^{2+} et HCO^{-}_{3}, sauf pour **GOUT** qui affiche une anomalie positive en Ca^{2+} et **BAKH** en HCO^{-}_{3}. Ceci atteste qu'au cours de leurs circulations en profondeur et leur transfert vers la surface, ces eaux ont séjourné au sein des réservoirs susceptibles de fournir ces éléments notamment les réservoirs carbonatés du Jurassique (calcaire et dolomie). Ces eaux auraient probablement séjourné au sein des formations magmatiques basiques riches Ca^{2+} et Mg^{2+} (plagioclases, CPx, etc), surtout pour les eaux thermales de **GOUT** très riches en Ca^{2+}. D'ailleurs, les teneurs très importantes en HCO_3 observées dans **BAKH** seraient probablement en relation avec la présence d'un fort dégazage en CO_2, entraînant une transformation du CO2 en HCO^{-3} par la dépressurisation au cours de leur trajet vers la surface.

Les concentrations importantes en K^+ observées dans les eaux de **BNK** et **GOUT,** respectivement de 22 et 45mg/L, sont relativement élevées par rapport à celles des eaux thermales du Maroc oriental où elles n'excèdent guère 10mg/l (Tassi et al., 2006 et Cidu, 2000). Ces valeurs suggèrent probablement l'interaction de ces eaux avec des minéraux silicatés susceptibles de fournir cet élément (comme la biotite, le feldspath-K, amphibole etc.), présent dans les formations cristallines du socle paléozoïque, ou dans les roches magmatiques profondes qui constituent les racines des roches volcaniques alcalines tertiaires et plio-quaternaires affleurant aux voisinages de ces sources. D'ailleurs, un essaim de filons lamprophyriques de nature hyperacaline où les minéraux riches en K^+ font partie de leur paragenèse primaire, affleure au voisinage de la source thermale de **GOUT** (Fig. 61) (Wagner et al., 2003). A proximité immédiate de l'exutoire de cette source, ces filons deviennent friables et très altérés laissant apparaitre une biotite centimétrique probablement d'origine hydrothermale alors que plus loin de celle-ci, ces filons sont très peu affectés par l'altération. Cette observation renforce l'hypothèse d'interaction de ces eaux avec ces lamprophyres, expliquant ainsi leur teneur élevée en K^+.

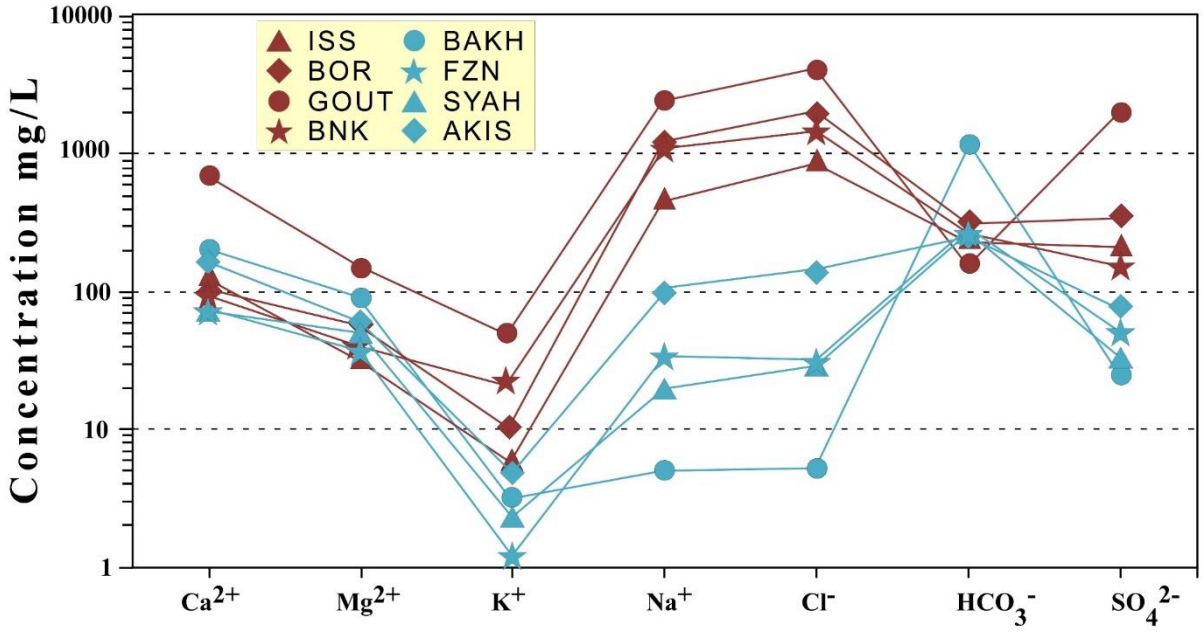

Figure 66: Diagramme de Schöeller-Berkaloff appliqué aux eaux thermales du Moyen Atlas.

Le diagramme ternaire Cl-SO4-HCO3 de Giggenbach (1994) permet de classer les eaux thermales et de fournir des informations sur leurs origines. Il permet également de distinguer les processus de mélange entre les eaux thermales profondes matures et les eaux froides superficielles (Fig. 67).

La projection des eaux thermales étudiées sur ce diagramme montre que les eaux chaudes des sources **BNK et BOR** sont localisées dans le domaine des eaux chlorurées matures (Fig. 67). La position de l'échantillon **d'ISS** à proximité de ce domaine, peut également être considérée comme source à eau mature. Cette qualité de maturité indique que, lors de leur remontée vers la surface, ces eaux ont été épargnées par la contamination et le mélange avec les eaux superficielles peu profondes et froides (Giggenbach et al, 1994 ; Arnórsson 2000). Cette suggestion est appuyée par les faibles rapports HCO_3/Cl (Giggenbach et al, 1994), qui sont respectivement de 0.18, 0.15 et 0.27 pour les eaux **BNK, BOR et ISS**.

La source de **GOUT** montre une signature plus proche des eaux ayant circulés au sein des roches volcaniques (Fig. 67), avec un rapport très faible en $HCO_3/Cl = 0.04$. Ces eaux n'auraient pas également subi de contamination et de mélange par les eaux superficielles froides bicarbonatées (Jeddi et al., 2023). L'enrichissement très accentué de ces eaux en SO4, les situe dans le domaine des eaux ayant évolué dans des systèmes hydro-volcaniques. Néanmoins, en se basant sur le contexte géologique de cette source, cet enrichissement en SO4 se produirait au moment de la circulation et le transfert de ces eaux vers a surface par :

(i) La dissolution des gypses présents dans les formations évaporitiques triasiques et miocènes, selon la réaction :

$$(CaSO_4, 2H_2O) \rightarrow Ca^{2+} + SO_4^{2-} + 2H_2O$$

(ii) L'oxydation de H_2S des fluides issus du refroidissement du magma des volcans quaternaires situés à proximité de cette source, ce qui entrainnerait la formation et l'interception des ions SO42- par les eaux eaux chaudes de **GOUT** selon la réaction suivante :

$$H_2S + 4H_2O \rightarrow SO_4^{2-} + 10H^+$$

Ce cas a été observé dans le système hydrothermal de Haddou Ou Amar dans le Rif, qui sourde au sein des rhyolites du massif de Tiddinit précédemment mentionné (Jeddi et al., 2023, Ntarmouchant et al., 2024), et des sources thermales du centre et de l'est de la Turquie (Pasvanoğlu et al. 2011; Aydin et al. 2020).

(iii) Les réactions de ces eaux avec les minéralisations sulfurées que regorgent le socle hercynien de la partie orientale du Maroc en général, et du bassin de Guercif en particulier (Bouabdellah et al. 2014), permettraient une dissolution de ces minéralisations et fourniraient du SO_4 comme pour le cas de la pyrite, selon la réaction :

$$2FeS_2 + 7O_2 + 2H_2O \rightarrow 2Fe^{2+} + 4SO_4^{2-} + 4H^+$$

En revanche, les sources (**BAKH, FZN, SYAH et AKIS)** se positionnent dans le champ des eaux bicarbonatées et sont classées parmi les eaux périphériques immatures (Fig. 67), avec respectivement, des rapports HCO_3/Cl élevés notamment 68 pour **BAKH**), 9 pour **FZN**, 9.21 pour **SYAH** et 4.13 pour **AKIS**. Cette position, ainsi que les forts rapports HCO_3/Cl confirment une fois de plus l'éventuel mélange de ces eaux avec les eaux froides superficielles riches en bicarbonates (Giggenbach et al, 1994), caractéristiques du Moyen Atlas et du Maroc oriental. D'ailleurs, les exutoires de ces sources se situent principalement au sein des terrains calcaires très fracturés, facilitant ainsi l'infiltration des eaux superficielles ce qui favorisent les mélanges. Ces caractéristiques hydrogéologiques suggèrent que ces eaux ont évolué au sein des systèmes hydrothermaux ouverts entraînés par un réseau de failles profondes (Giggenbach et al,. 1994). Ceci est parfois supporté par la présence d'une phase gazeuse riche en CO_2 probablement d'origine profonde, associée à certaines de ces sources, comme par c'est le cas de la source thermale de **BAKH**. Ce dégazage de CO_2 peut également contribuer à l'enrichissement de ces eaux en HCO_3, par la transformation de CO_2 dissous en HCO_3 au cours la dépressurisation gazeuse au moment de transfert de ces eaux vers la surface.

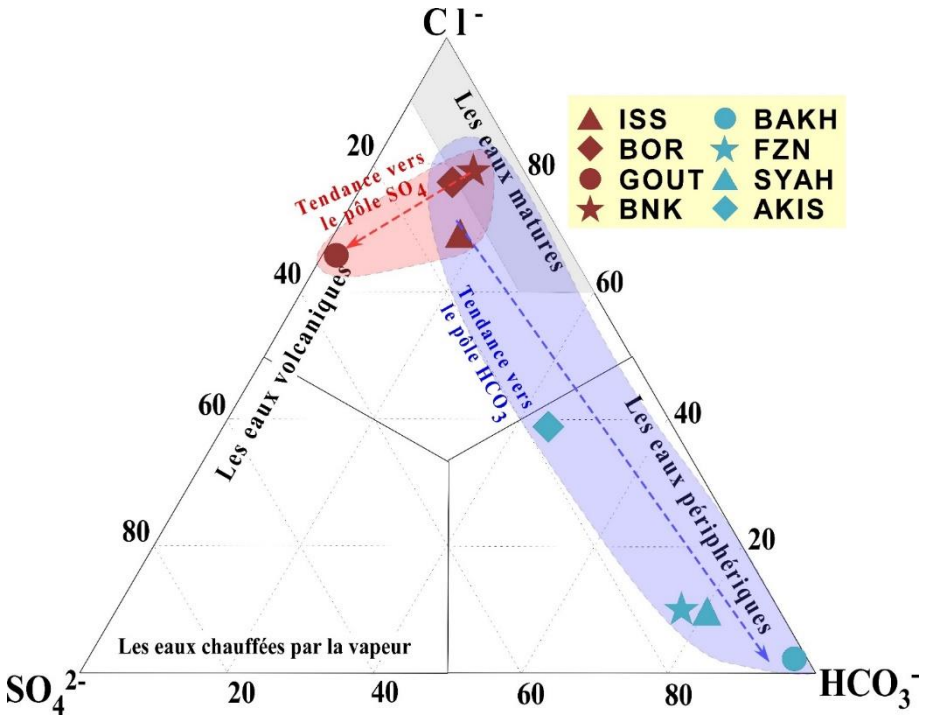

Figure 67: Diagramme Cl–SO4–HCO3 de Giggenbach 1991, appliqué aux eaux thermales étudiées.

III-4- Les éléments traces

Les éléments en traces constituent de très bons marqueurs qui permettent de retracer l'histoire des eaux thermales. Ils permettent d'identifier les divers processus d'interactions entre ces eaux et les différentes roches des réservoirs traversés.

La répartition des teneurs en ces éléments au sein des sources thermales du Moyen Atlas est consignée dans le Tableau 6. Pour une meilleure visualisation de la répartition des ces éléemts au sein de ces eaux, leurs teneurs ont été reportées sur un diagramme multi-élémentaire normalisé aux valeurs de chondrite (Sun et McDonough, 1995). Cette représentation graphique permet de faciliter l'interprétation des anomalies d'enrichissement et d'appauvrissement en ces éléments de manière plus claire et concise (Fig. 68). Deux diagrammes ont été concus selon la classification chimique Na-Cl ou Ca-HCO_3, de ces eaux thermales. Cette représentation permet ensuite de comparer et d'identifier d'éventuelles différences dans leurs signatures en éléments traces, ce qui pourrait refléter les origines et la nature des processus d'interaction eaux-roches et des mélanges lors de la circulation de ces eaux en profondeur et leur transfert en la surface.

Dans les deux cas, les spectres des eaux thermales affichent un parallélisme quasi parfait (Fig. 68), suggérant probablement leur origine commune. Cependant, des variations significatives des teneurs en éléments traces s'affichent suivant le type de faciès de ces eaux. Les eaux Na-Cl

sont caractérisées par des teneurs élevées en ces éléments, tandis que les eaux de type Ca-HCO_3 présentent des concentrations généralement plus faibles. L'échantillon de la source thermale **GOUT**, représentatif des eaux de Na-Cl, se distingue par les concentrations les plus élevées, tandis que celui de la source de **BAKH** du faciès Ca-HCO_3, présente les teneurs les plus basses. En effet, cette distribution pourrait s'expliquer par des processus de mélange des eaux de faciès Ca-HCO_3 avec les eaux de surface froides, qui par dilution, diminue leur concentration en éléments traces, tandis que les eaux Na-Cl sont moins affectées par ces mélanges, ce qui leur permet de mieux conserver leur signature géochimique originelle.

Les anomalies positives observées pour Li, Rb, Cs, Sc, Al, Ba et U plaideraient en faveur de la circulation des eaux au niveau des roches du socle cristallophyllien (roches magmatiques et métamorphiques) capables de fournir ces éléments à la suite des processus des équilibres survenus suite à la dissolution des minéraux comme les feldspaths potassiques et les micas (Fiket et al., 2015 ; Pantić et al., 2015 ; Wang et al.,2020).

Les anomalies positives en Sr et Br affichées par tous les spectres, seraient probablement liées à l'interaction des eaux avec les formations argileuses évaporitiques du Trias et carbonatées du Jurassique. Ces dépôts qui affleurent dans le Moyen Atlas, seraient plus appropriés à fournir le Br par la décomposition de la bromite souvent présente dans les dépôts évaporitiques et le Sr par l'intermédiaire de la strontianite dans les dépôts carbonatés (Carpenter, 1978 ; Marques et al., 2012 ; Bouchaou et al., 2017). L'anomalie accentuée en Sr, serait également liée à l'interaction de ces eaux avec les plagioclases des roches magmatiques du socle sous-jacent.

Les anomalies en F, Ba, Fe, Mn, Zn, Cu et Pb, As et en W seraient liées à l'interaction de ces eaux avec les gisements miniers reconnus dans le Moyen Atlas, comme par exemple la mine de Jbel Tirremi et Tanecherfi dans la région de Taourirte, et la mine de Touissite dans la région de Oujda ou encore d'autres gisements exploités artisanalement qui jalonnent les strucures majeures du Moyen Atlas notamment l'ANMA et l'ASMA. Dans ces gisements miniers, ont été définies des paragenèses minéralogiques comportant : la barytine, la fluorine, la galène, la blende, la pyrite, l'arsénopyrite et des oxydes de Fe et de Mn (Giret 1985; Bouabdellah et al 2013, Bouabdellah et al. 2021). Ces eaux ont dû emprunter le même chemin que les anciens fluides minéralisateurs, ce qui aurait favorisé l'enrichissement de ces eaux en ces éléments dont les spectres présentent ces anomalies positives (Rossi et al., 2016).

Les anomalies observées pour les éléments de transition Ni, V, Co, Ti, Sc, Cr, seraient probablement liées à l'interaction de ces eaux avec des roches basiques et ultrabasiques. En

effet, ces roches sont susceptibles de fournir ces éléments lors de l'interaction de ces eaux avec les minéraux porteurs de ces éléments tels que les spinelles, les clinopyroxènes et les amphiboles (Apollaro et al. 2011 ; Georgopoulos et al. 2018; Perraki et al.2021). Cette suggestion est renforcée par la présence d'importants gisements magmatiques affleurant dans la région orientale du Maroc. Ces gisements témoignent d'une activité magmatique variée ancienne hercynienne (massifs gabbroïques et dioritiques qui affleurent dans les boutounières) et récente, s'étendant de l'Éocène (filons lamprophyriques alcalins) jusqu'au Quaternaire (magmatisme calco-alcalin et alcalin). Cependant, il est probable que la circulation et le transfert de ces eaux vers la surface aurait probablement emprunté les mêmes discontinuités structurales que celles ayant favorisé la mise en place de ces gisements. Cela aurait favorisé l'interaction de ces eaux avec ces roches, contribuant ainsi à leur enrichissement en ces éléments de transition.

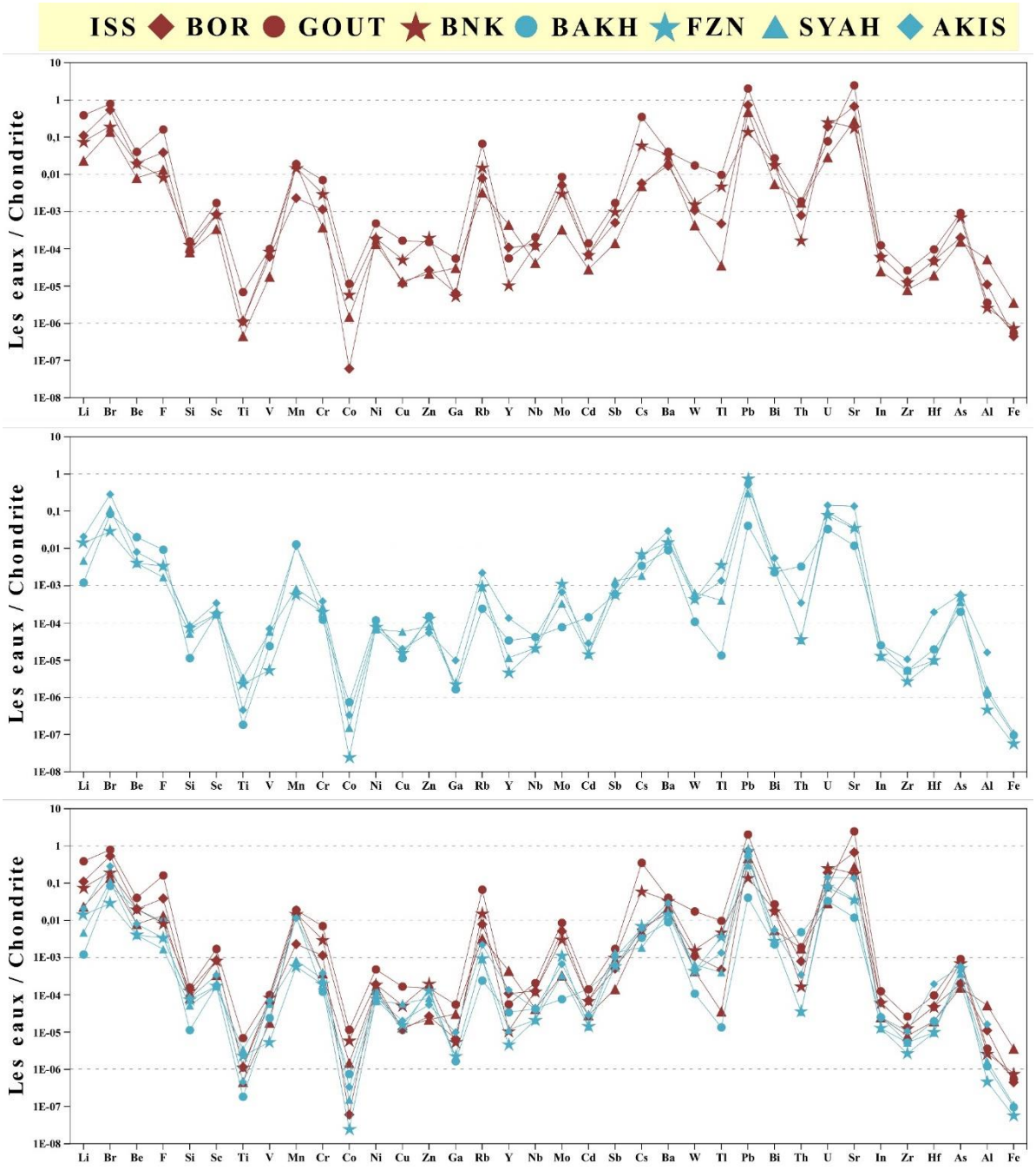

Figure 68: Diagramme multi-élémentaire normalisé aux valeurs de chondrite pour les eaux thermales : (A) : eaux thermales de type Na-Cl ; (B) : Celles de nature Ca-HCO3 ; (C) : pour l'ensemble des eaux thermales étudiées.

III-5- Les interactions eaux-roches et la nature des réservoirs.

III-5-1- Les Corrélations

Le chimisme des fluides hydrothermaux est largement contrôlé par la composition minéralogique des réservoirs traversés. Les réactions d'interaction eaux-roches au niveau de ces réservoirs peuvent être décryptées par les diagrammes de corrélation entre les différents

éléments chimiques dissous dans ces fluides. Cette analyse permet de déterminer les processus à l'origine de la minéralisation de ces fluides.

Les sources thermo-minérales étudiées présentent des corrélations très cohérentes observées entres différents éléments sélectionnés pour leurs caractères indicateurs de la lithologie traversée (Fig. 69). Une corrélation presque parfaite du rapport Cl/Na (R^2 = 0,99) (Fig. 69A) est observée dans toutes ces sources thermales, suggérant une interaction accentuée de ces eaux avec les évaporites riches en Halite présentes dans les formations du Trias et du Miocène. Cette interaction peut être appuyée également par la forte corrélation du SO_4/Ca (R^2 = 0,92) (Fig. 69B), ce qui indique une dissolution des gypses incorporés dans les formations triasiques et miocènes. Les teneurs élevées en SO_4 observées dans les eaux de **GOUT** sont probablement liées aux réactions de ces eaux avec les minéralisations sulfurées, et/ou en relation avec l'oxydation de H_2S issue du refroidissment des magmas des volcans quaternaires présents dans cette région. De plus, la bonne corrélation de K/Cl (R^2 = 0,95) (Fig. 69C), suggère une origine commune de ces éléments, probablement issus de la dissolution de la sylvite, mise en évidence par des forages au niveau des évaporites triasiques (Holser et al., 1984), ainsi que sous forme des inclusions fluides piègées dans les minéraux de la fluorine et de la barytine au niveau du Maroc oriental (Bouaabdelah et al., 20014).

D'autre part, la corrélation significative entre Ca/Mg (R^2 = 0,94) (Fig. 69D), suggère la circulation de ces eaux au sein des formations carbonatées dolomitiques du Jurassique. Une autre possibilité serait en relation avec l'interaction de ces eaux avec les minéraux ferromagnésiens calciques tels que les pyroxène, olivines etc.., présents dans les roches ignées mafiques du socle ou dans les basaltes triasiques et quaternaires. Ainsi, la première suggestion peut être confirmée par la corrélation presque parfaite du rapport Ca+Mg/HCO_3 (R^2 = 0,98) (Fig. 69E), qui atteste d'une origine commune de ces éléments à partir des formations carbonatées de nature dolomitique jurassique, attestant que ces eaux se sont équilibrées dans ce réservoir au cours de leurs transferts vers la surface. Par contre, la deuxième hypothèse peut être étayée par les corrélations quasi-parfaites de Mg/Fe (R^2 = 0,92) et Fe/Ni+Cr (R^2 = 0,90) (Fig. 69F et G). Ces dernières suggèreraient l'interaction de ces eaux avec les roches ignées, mafiques à ultramafiques. Ceci est appuyé par la présence de carottes de ces roches au niveau des forages à proximité des sources de **GOUT, FZN** et **BNK** (Benmakhlouf et al., 2001). De même, de nombreux xénolites de pyroxénites, de gabbros et de syénites ont été décrits dans les filons lamprophyriques dans la région de Goutitir (Wagner et al., 2003). Ces xénolites

témoignent de l'existence en profondeur de plutons mafiques à ultramafiques au niveau du socle (Jeddi et al., 2023).

Par ailleurs, les fortes corrélations observées entre Ca/F, SO4/Ba et SO_4/Pb (Fig. 69I, J et K), pourraient être attribuées à l'interaction de ces eaux avec les gisements de certains minéraux (Fluorine, barytine et plomb) présents dans la zone orientale du Maroc. En effet, le socle jurassique et paléozoïque de cette région regorge d'importants gisements de minéraux répandus sur une superficie de 900 km^2 (Bouabdellah et al.2014).

Les bonnes corrélations établies entre les éléments Si, K, Li, Rb et Cs, attestent de leur origine commune (Fig. 69L, M, N, O et P). Leur présence pourrait être en relation avec la circulation de ces eaux au sein des réservoirs cristallophylliens magmatiques et métamorphiques notamment dans le socle (Wang et al., 2020). La présence de ces éléments dans l'eau thermale pourrait également être associée à la contribution des fluides magmatiques récents issus du refroidissement de ces giesments (Ellis et Mahon, 1964), ce qui est reflété dans les eaux de GOUT et de BNK par des teneurs élevées en ces éléments.

Notons toutefois, que tous les diagrammes de corrélation illustrent une tendance d'évolution, depuis les eaux thermales bicarbonatées de **BAKH, FZN, AKIS et SYAH** plus appauvries en ces éléments, jusqu'à celles de **ISS, BOUR, BNK et GOUT** qui en sont plus riches. Les eaux du premier groupe ont un caractère bicarbonaté immature, largement diluées par les eaux de surface froides et moins minéralisées. En revanche, les eaux du deuxième groupe de nature chlorurée-sodique sont matures et non diluées, conservant ainsi les signatures géochimiques de leur origine profonde.

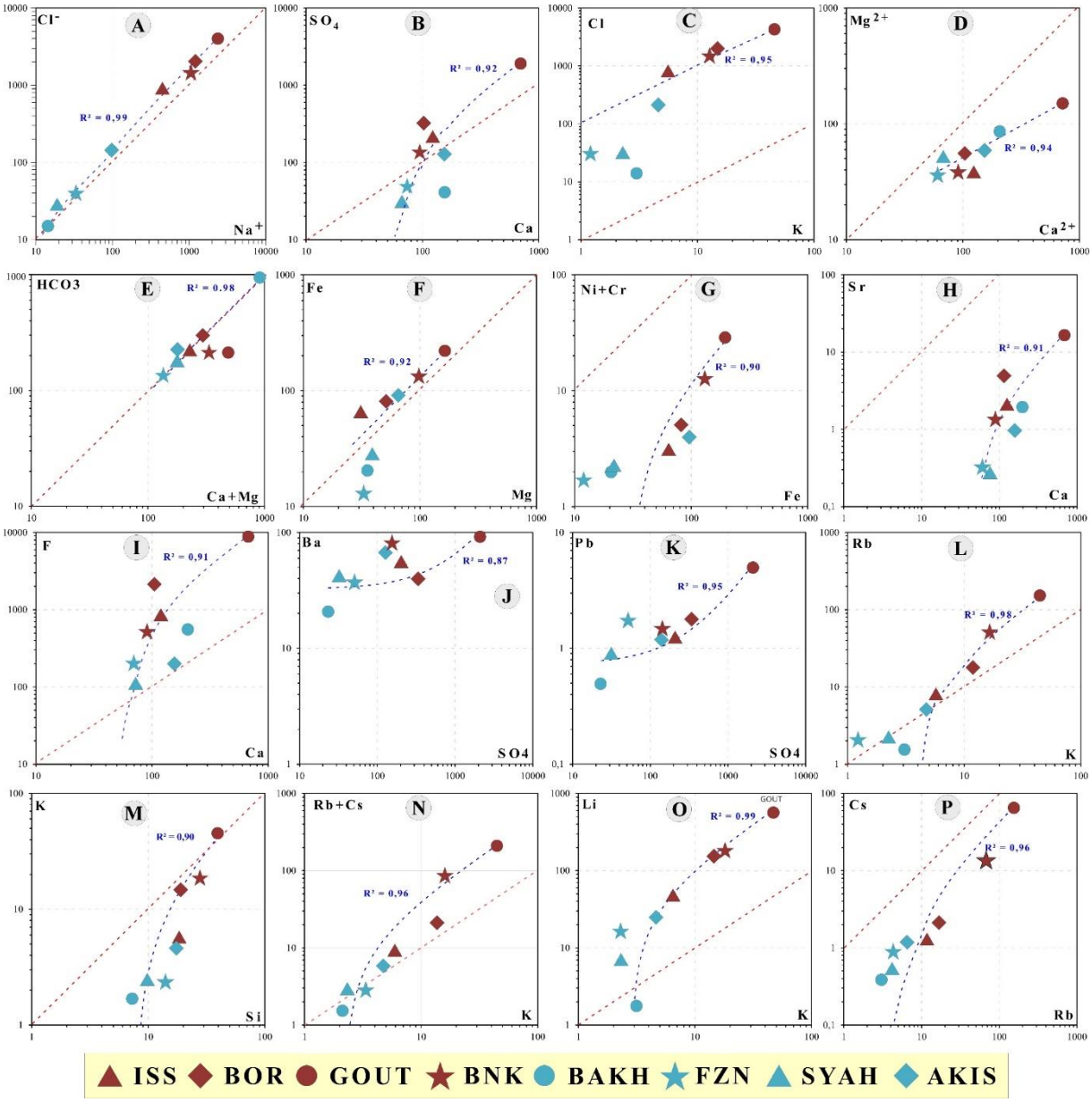

Figure 69: Corrélations entre les différents éléments chimiques des eaux des sources thermales étudiées.

III-5-2- Les diagrammes D'Amore

Les affinités des eaux minéralisées avec leurs lithologies encaissantes sont souvent basées sur la méthode IIRG (D'Amore et al. 1983) pour déterminer la nature minéralogique des réservoirs profonds traversés. L'application de cette méthode sur les eaux thermales du Moyen Atlas permet de distinguer trois groupes de sources thermales avec trois spectres différents (Fig. 70).

- Le premier groupe des eaux thermales matures à faciès Na-Cl, est représenté par les sources de **BNK, ISS** et **BOR**. Ces eaux sont caractérisées par des spectres comparables et presque identiques aux spectres de référence de type **γ** (Fig. 70A). D'après D'Amore et al., 1983, les eaux ayant des spectres similaires à celui de **γ** auraient circulé très profondément à travers des roches cristallophylliennes du socle. Ce socle constitue le

substratum du Moyen Atlas. Il affleure sous forme de plusieurs boutonnières paléozoïques sous la couverture méso-cénozoïque à des profondeurs relativement faibles. De plus, les faibles perturbations observées au niveau des spectres par rapport à celui de référence, surtout pour les paramètres E et F, peuvent s'expliquer par l'interaction de ces eaux avec les formations évaporitiques du Trias.

- Le deuxième groupe englobe les eaux thermales de **GOUT**, dont le spectre présente une configuration comparable à celui standard de type (2) (Fig. 70B), caractérisant les eaux chlorurées sodiques et potassiques. Selon D'Amore et al., (1983), ces eaux thermales auraient subi des circulations profondes, à travers des roches magmatiques mafiques ayant les caractéristiques des ophiolites. La légère diminution des paramètres A et F par rapport à la valeur de référence. (Fig. B) peuvent s'expliquer par une circulation de ces eaux à travers des formations évaporitiques du Trias et du Miocène. D'ailleurs, l'augmentation des teneurs de Na^+ et SO_4^- seraient une conséquence de l'intercaction de ces eaux avec ces formations. Ce résultat parait plus plausible grâce aux importants gisements magmatiques cités auparavant et qui affleurent dans cette région. Toutefois de nombreux xénolites de pyroxénites, de kersutites, de gabbros, de syénites néphéliniques et de carbonatites calciques, décrits dans les filons lamprophyriques (Wagner et al., 2003), témoignent de l'existence en profondeur de plutons ou de batholites mafiques à ultramafiques constituant les protholites des roches magmatiques de surface. Ceci corrobore la circulation en profondeur des eaux de Goutitir au sein des formations magmatiques mafiques et ultramafiques. L'interaction de ces eaux avec ces roches est confirmée par leur teneur en éléments trace et le spectre de référence indique que ces eaux ont bel et bien circulé dans les roches mafiques de nature ophiolitique. Néanmoins, l'existence des roches magmatiques mafiques de nature ophiolitique dans le Maroc oriental reste encore énigmatique.
- Le troisième groupe comporte les eaux de **BAKH, FZN, SYAH et AKIS**, dont le spectre affiche une similarité avec celui standard de référence de type ß (Fig. 70C). Ce spectre caractérise les eaux bicarbonatées calciques ayant circulé au sein d'une série lithologique carbonatée, ce qui confirme que ces eaux ont circulé au sein du réservoir calcaro-dolomitique du Lias. L'infiltration et la circulation de ces eaux en profondeur est facilitée par un réseau d'accident sur lequel sont implantés les exutoires de ces sources. Par ailleurs, les variations des paramètres D et F de ces spectres par rapport au spectre standard sont attribuées à l'interaction de ces eaux avec les évaporites triasiques et miocènes riches en halite et en sulfates. Il ne faut pas également négliger que dans le cas des systèmes

hydrothermaux ouverts, ces eaux auraient subi des phénomènes de mélange avec les eaux d'infiltation superficielles.

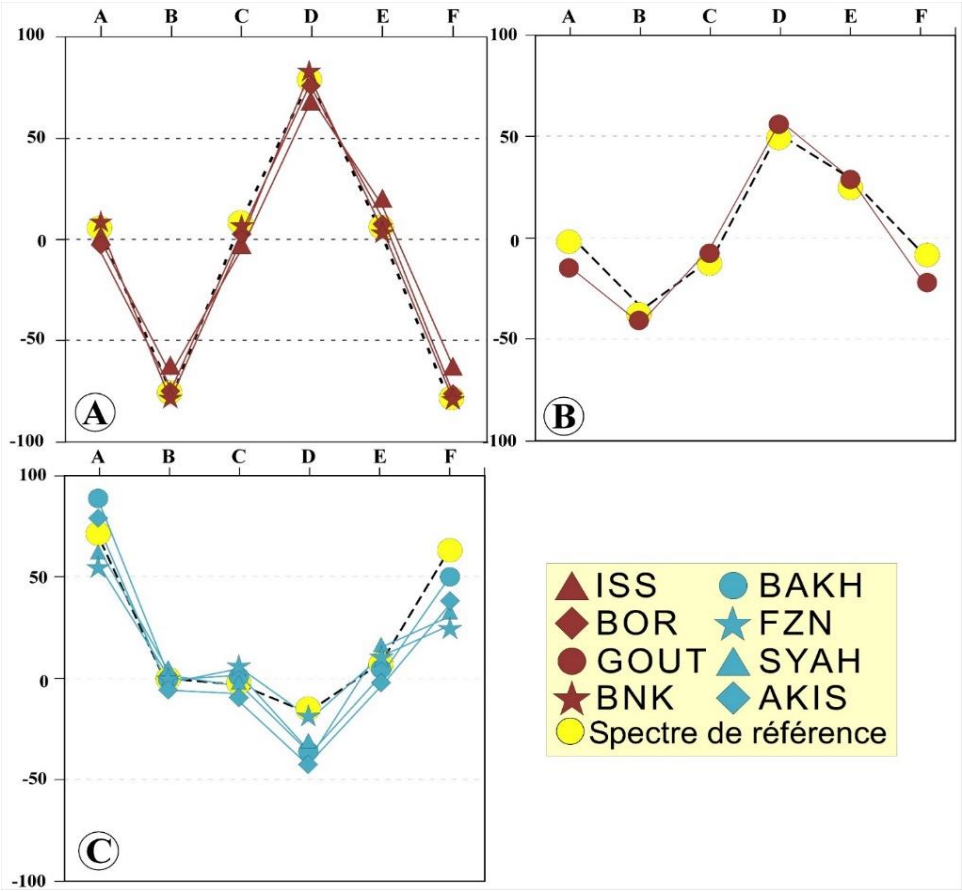

Figure 70: Application de la méthode IIRG (D'Amore et al., 1983) aux eaux thermales du Moyen Atlas.

III-5-3- Les indices de saturation

L'approche des indices de saturation (IS) constitue une méthode importante pour évaluer les minéraux réactifs en subsurface, en se basant sur la modélisation géochimique des compositions chimiques des eaux souterraines, en l'absence d'échantillons de roches des réservoirs profonds (Alcicek et al., 2016). En effet, cette approche est utilisée pour estimer la tendance d'une solution à dissoudre ou à précipiter des minéraux. En fonction des conditions physicochimiques et de la minéralisation totale de l'eau, chaque phase minérale se dissout ou précipite pour atteindre l'état d'équilibre du système eau-roche (Mutlu, 1998 ; Mutlu et Gülec, 1998 ; Arnórsson, 2000 ; Kaasalainen et Stefánsson, 2012 ; Stefánsson et Arnórsson, 2000). Il s'agit d'une approche où les indices de saturation minérale (SI) de certains minéraux réactifs, considèrent que ces derniers peuvent exister dans les réservoirs traversés en fonction de la nature lithologique des zones hôtes de ces sources thermominérales. Les indices de saturation ont été calculés sur la base des températures et des pH mesurés à la résurgence, à l'aide du

programme informatique PHREEQC (Parkhurst et Appelo, 1999). On retiendra dans ce travail que Si SI > 1, l'eau est sursaturée et permettra la précipitation de la phase solide, tandis que SI < -1, l'eau est sous-saturée et peut ainsi dissoudre les phases solides ou gazeuses, alors que si le -1 < SI < 1 l'eau est saturée, c'est-à-dire à l'équilibre.

Les calculs des SI montrent que toutes les eaux thermales des sources étudiées sont saturées à sursaturées en minéraux carbonatées (calcite, aragonite, dolomite et strontianite) (Fig.71). Cette sursaturation se manifeste par la présence des précipitations de ces minéraux sous forme de filonnets et/ou de dépôts travertineux aux voisinages de certaines de ces sources. Ce constat implique une interaction de ces eaux avec les réservoirs carbonatés notamment le réservoir Jurassique de nature calcaro-dolomitique. Ce dernier constitue probablement le dernier réservoir d'équilibre avant la remontée de ces eaux vers la surface.

Les eaux de nature Na-Cl (**ISS, BOR, GOUT et BNK)** présentent une sursaturation en minéraux silicatés tels que Quartz, Calcédoine, Albite, K-Feldspath, Sillimanite, Andalousite et Muscovite. Cette sursaturation implique une circulation et une intense interaction de ces eaux avec les roches cristallophylliennes méta-sédimentaires et magmatiques de nature granitique du socle paléozoïque susceptible de contenir cet assemblage minéralogique. Ceci suggère que le les formations du socle paléozoïque constituent probablement des réservoirs potentiels les plus profonds, au sein desquelles ces eaux ont été équilibrées avant leurs mouvements ascendants. Ces résultats sont en accord avec ceux obtenus par la méthode D'Amor et al., (1983) (Fig.70), indiquant que ces eaux matures ont conservé les signatures géochimiques des réservoirs profonds. En revanche, les eaux des sources **BAKH, FZN, SYAH et AKIS** de nature bicarbonatée, affichent une sous-saturation en ces minéraux. Cela suggère que la signature géochimique a été influencée par des mélanges avec les eaux immatures superficielles au cours de leurs transferts vers la surface. Ces mélanges ont altéré les compositions géochimiques de ces eaux, masquant partiellement les signatures géochimiques initiales héritées de leurs interactions avec les roches encaissantes des réservoirs profonds.

Par ailleurs, tous les échantillons étudiés présentent une sursaturation en minéraux secondaires, essentiellement argileux (Illite, Kaolinite, Montmorillonite, Zéolite et Smectite), impliquant la circulation et l'interaction de ces eaux avec les roches du socle cristallophyllien riche en aluminosilicates. Cette sursaturation a probablement entraîné une précipitation significative de ces minéraux secondaires lors de leur circulation en profondeur et de leur remontée vers la surface. Sur le terrain, au voisinage des sources thermales, ces précipitations argileuses sont identifiées sur les miroirs des accidents associés aux structures majeures du Moyen Atlas,

lesquelles sont responsables de l'émergence des sources thermales étudiées. Seules des analyses géochimiques approfondies de ces précipitations pourront confirmer ou infirmer l'hypothèse de leur origine hydrothermale.

Ces eaux présentent également une sursaturation en Chromite, Magnésiochromite, Eskolaite et Trevorite. Ces minéraux sont riches en Cr, Ni, Mg et Fe, caractéristiques des roches ignées mafiques et ultramafiques. Cette sursaturation peut probablement être attribuée aux faits suivants : 1) Ces eaux ont emprunté les mêmes discontinuités structurales responsables de la mise en place des édifices volcaniques du Quaternaire présents dans ce secteur ; 2) l'interaction de ces eaux lors de leur circulation en profondeur avec des corps magmatiques mafiques à ultramafiques enracinés dans le socle paléozoïque.

La sursaturation en barytine et fluorine observée dans les eaux de **BOR**, **GOUT et BNK** est liée à la présence d'importants gisements de ces minéraux dans la zone orientale du Maroc (Bouabdelah et al., 2014). Alors que, la sursaturation en Anhydrite, Gypse, Halite révélée dans les eaux de **GOUT** et **BOR** est sans doute en relation avec l'interaction de ces eaux avec les formations évaporitiques triasiques, largement exposées le long de l'accident majeur Sud Moyen Atlasique, sur lequel sont implatées ces sources. Ces minéraux sont d'ailleurs exploités au sein de nombreuses carrières installées dans ce secteur.

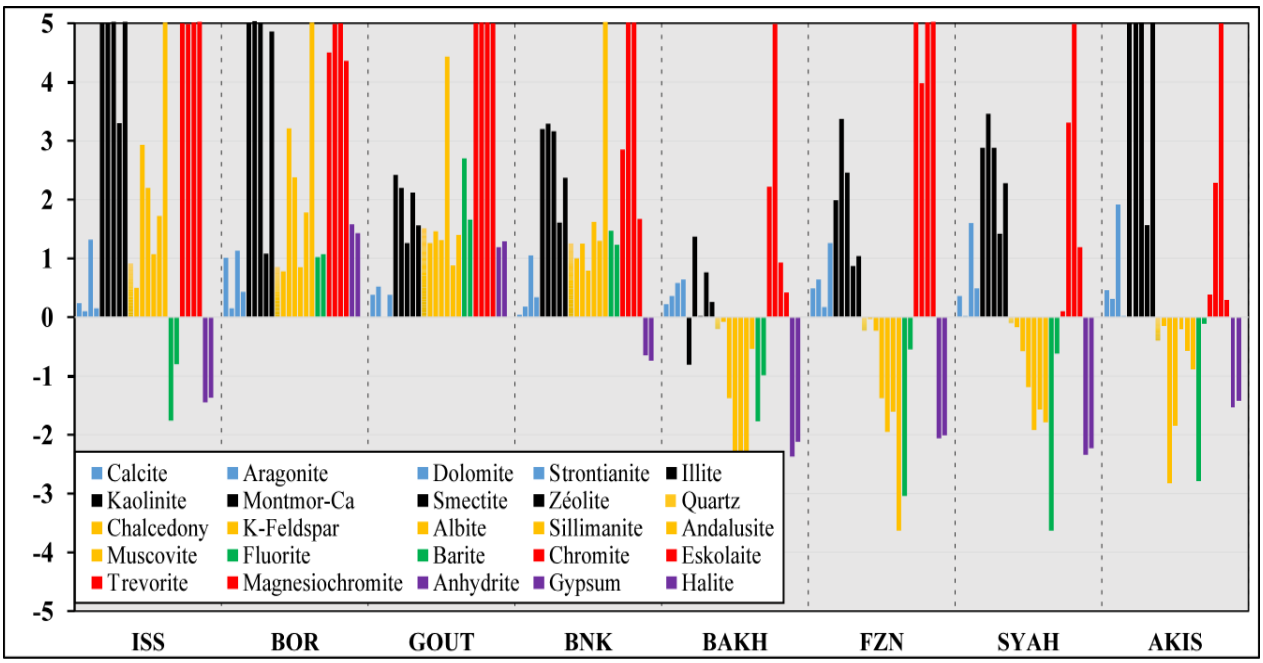

Figure 71: Digramme illustrant les calculs des indices de saturation calculés des eaux thermales étudiées.

III-6- Les températures des réservoirs :

III-6-1- Les géothermomètres chimiques

L'évaluation et l'estimation des températures ainsi que des profondeurs des réservoirs géothermiques peuvent fournir des informations importantes sur l'hydrogéologie globale du système hydrothermal (Pichler et al., 1999), contribuant à l'exploration et au développement des ressources géothermiques. Diverses méthodes ont été développées pour estimer les températures d'équilibre au sein des réservoirs profonds. Parmi ces méthodes, la géothermométrie chimique constitue l'un des outils les plus importants, dont les applications performantes ont été largement discutées dans la littérature traitant la géothermie. En effet, les géothermomètres fournissent la température qui reflète l'équilibre eau-minéraux dans les réservoirs profonds (Nicholson, 1993). Cinq géothermomètres (Na-K, Na-K-Ca, Na-K-Ca-Mg, Na-Li et SiO2) ont été choisis pour estimer les températures approximatives des équilibres ayant régné en profondeur pour ces fluides. Les calculs géothermométriques pour ces différents géothermomètres ont été effectués à l'aide du programme informatique SolGeo (Verma et, al. 2008), et ont donné les résultats rapportés dans le Tableau 7.

Tableau 7: Valeurs des températures d'équilibre estimées par les différents géothermomètres chimiques.

	Na-K	**Na-K**	**Na-K**	**Na-K**	**Na-Li**	**Na-K-Ca**	**Na–K–Ca–Mg**	**SiO_2**	**SiO_2**	**Moyenne**
Méthode utilisée	Fournier (1979)	Giggenbach (1988)	Verma & Santoyo (1997)	Can (2002)	Kharaka & Mariner (1989)	Fournier & Truesdell (1973)	Nieva & Nieva, (1987)	Fournier (1977)	Verma & Santoyo (1997)	
ISS	107	108	94	107	134	91	89	66	61	95
BAKH	86	96	85	78	69	75	72	54	51	74
BOR	97	106	92	106	89	103	85	77	71	92
GOUT	124	127	113	117	89	117	101	93	92	108
BNK	98	106	92	106	92	102	86	83	80	94
FZN	142	162	148	141	137	101	131	74	67	123
SYAH	131	146	134	120	133	142	118	72	69	119
AKIS	145	145	131	133	90	115	134	77	71	115

Les résultats obtenus montrent une grande variabilité selon le géothermomètre utilisé. Les températures estimées par le géothermomètre Na-K s'échelonnent de 78°C (**BAKH**) à 162°C (**FZN**), tandis que celles issues du géothermomètre Na-K-Ca varient de 75°C (**BAKH**) à 142°C (**SYAH**). Le géothermomètre Na-K-Ca-Mg indique des valeurs comprises entre 72°C (**BAKH**) et 135°C (**FZN**), et le géothermomètre Na-Li estime les températures entre 69°C (**BAKH**) et

137°C (**SYAH**). En revanche, le géothermomètre du quartz fournit généralement les températures les plus basses, allant de 51°C (**BAKH**) à 93°C (**GOUT**).

L'application des différents géothermomètres sur les échantillons étudiés indique des températures moyennes estimées entre 74°C et 123°C au sein des réservoirs profonds. Les géothermomètres basés sur les éléments Na-K, Na-K-Ca, Na-K-Mg et Na-Li affichent des résultats homogènes, confirmant la validité des estimations des températures des équilibres ayant régnées au sein des reservoirs profonds. Cependant, une exception notable concerne le géothermomètre SiO_2, dont les valeurs calculées sont nettement plus basses. Les valeurs obtenues par ce géothermomètre sont le plus souvent influencé par les phénomènes de mélange des eaux chaudes par des eaux souterraines froides immatures (Güileç 1994, Pandarinath, 2011). En conséquence, les températures basses indiquées par le géothermomètre SiO_2 reflètent probablement les températures obtenues par ces processus de mélange plutôt que celles des réservoirs profonds. Pour cette raison, les températures obtenues par ce géothermomètre sont considérées comme non fiables dans le cadre de ce travail.

III-6-2- Méthode de Giggenbach (1988)

Le diagramme triangulaire $K - Na - \sqrt{Mg}$ de Giggenbach, (1988) est souvent utilisé dans l'étude géothermique pour déterminer l'état d'équilibre des eaux thermales au sein des réservoirs profonds.

La position des eaux thermales du Moyen Atlas dans ce diagramme, permet de distinguer deux groupes (Fig. 72). Le premièr comporte, les eaux partiellement équilibrées de type Na-Cl (**ISS**, **BOR, GOUT et BNK**) suggèrant des systèmes géothermaux relativement fermés et qui correspondent aux eaux matures définies précédement. La proximité des échantillons du pôle Mg atteste que ces eaux thermales ont atteint leur dernier équilibre après dilution au sein des réservoirs composés par des roches carbonatées de nature dolomitique du Lias. Le deuxième englobe les eaux thermales de type Ca-HCO_3 (**BAKH, FZN, SYAH et AKIS**) qui se positionnent dans le domaine des eaux immatures riches en Mg. Cette position suggère que ces eaux évoluent au sein des systèmes hydrothermaux ouverts influencées par un mixage excessif avec les eaux froides de surface issues des infiltrations au sein des réservoirs dolomitiques liasiques.

Par ailleurs, l'alignement de ces eaux thermales dans ce diagramme permet d'estimer la température d'équilibre au sein de ces derniers réservoirs à environ 110 °C. Cette estimation corrobore les résultats obtenus par les géothermomètres utilisés précédément.

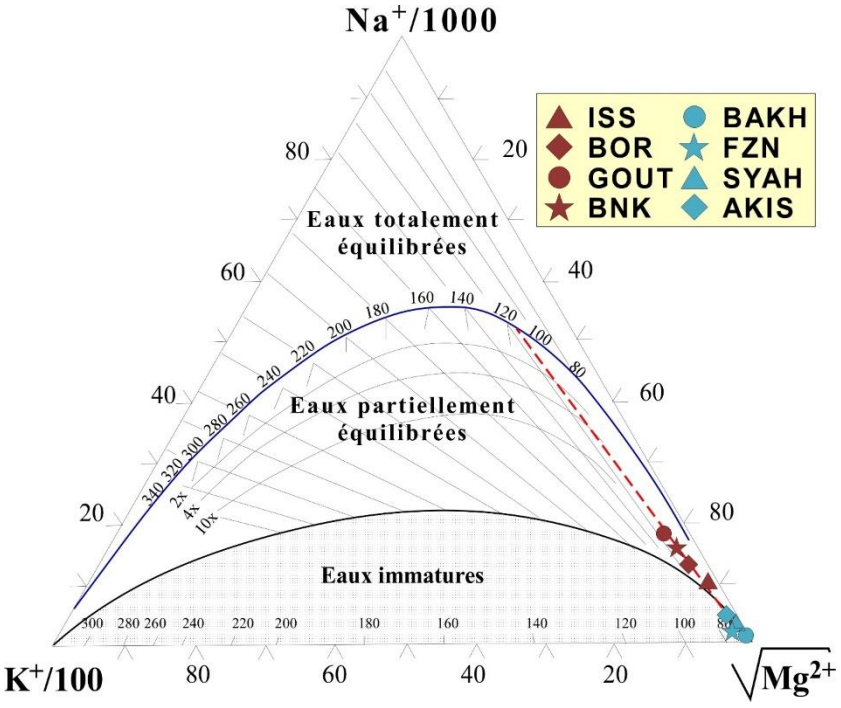

Figure 72 : Projection des échantillons des eaux thermales sur le diagramme de Giggenbach (1988).

III-7- Origine des fluides

Les isotopes stables (oxygène $\delta^{18}O$ et deutérium $\delta^{2}H$) sont largement utilisés comme traceurs efficaces qui déterminent les origines, les interactions eau-roche et la zone de recharge des eaux géothermiques. Les valeurs de $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ pour les eaux thermales du Moyen Atlas sont représentées dans le tableau 7, et sont respectivement comprises entre -9,08‰ et -6,68‰ (V-SMOW) pour $\delta^{18}O$ et -64,3‰ et -37,9‰ (V-SMOW) pour $\delta^{2}H$. Sur le diagramme (δ 18O vs δ 2H) (Fig. 73A), ces valeurs sont alignées par rapport à la droite représentant la ligne des eaux météoriques mondiales (GMWL, $\delta^{2}H = 8\ \delta^{18}O + 10$, Craig 1961) ainsi que celle représentant les précipitations météoriques locales du Maroc (MMWL, $\delta^{2}H = 8\ \delta^{18}O + 14$ (Raibi et al., 2006 ; Ouda et al., 2005 ; Bouchaou et al. 2013, 2017). Ces signatures isotopiques reflètent l'origine météorique de ces eaux. Leurs positions entre les lignes des précipitations météoriques locale et mondiale attestent que ces eaux n'ont pas été soumises à une évaporation superficielle et que l'interaction eau-roche n'a pas modifié la composition isotopique stable (Fig. 73A). Ainsi, l'absence de ces processus modifiant la composition isotopique, permet d'utiliser ces données isotopiques pour estimer les altitudes de recharge. L'évaluation de l'altitude des zones de recharge est fondée sur les valeurs de $\delta^{18}O$, où l'effet de l'altitude est utilisé avec succès pour l'identification de ces zones.

Les données bibliographiques indiquent un gradient d'appauvrissement isotopique en $\delta^{18}O$ régional moyen d'environ 0,25‰ par 100m a.s.l (Winckel et al., 2002). Par ailleurs, les valeurs isotopiques en $\delta^{18}O$ varient entre -9,08‰ et -6,68‰, ce qui suggère que la zone de recharge est caractérisée par un climat très froid où les processus d'évaporation sont très limités. Cette zone de recharge se situerait à une altitude comprise entre 1513 à 2337 m a.s.l (Fig. 73B). La localisation de ces altitudes se situerait au SW dans les reliefs dominants du Moyen Atlas où l'altitude dépasse largement les 2000m (Tichoukt, Bou Iblane, Bounacer etc…). En revanche, ces hauts reliefs sont absents dans la partie NE, notamment au niveau bassin de Guercif et de la chaîne des Horsts. Ces résultats montrent que les zones de recharge de ces eaux seraient situées au SW du Maroc oriental dans les reliefs montagneux des rides anticlinales façonnées par les accidents majeurs parcourant le Moyen Atlas notamment les accidents majeurs Nord et Sud Moyen Atlasique (ANMA et ASMA). Les études géophysiques attestent que ces accidents se prolongent vers le NE sous la couverture néogène du couloir de Taza-Oujda (Zizi, 1996 ; Gomez et al., 2000 ; Sani et al., 2000 ; Rezouki et al 2020) (Fig.48). Ainsi, ces accidents lithosphériques, sur lesquels sourdent ces sources thermales, auraient facilité l'infiltration et la circulation des eaux météoriques en profondeur. Ils auraient également servi comme des conduits latéraux de ces eaux des hautes altitudes SW vers le NE, pour sortir au niveau des exutoires des sources thermales étudiées.

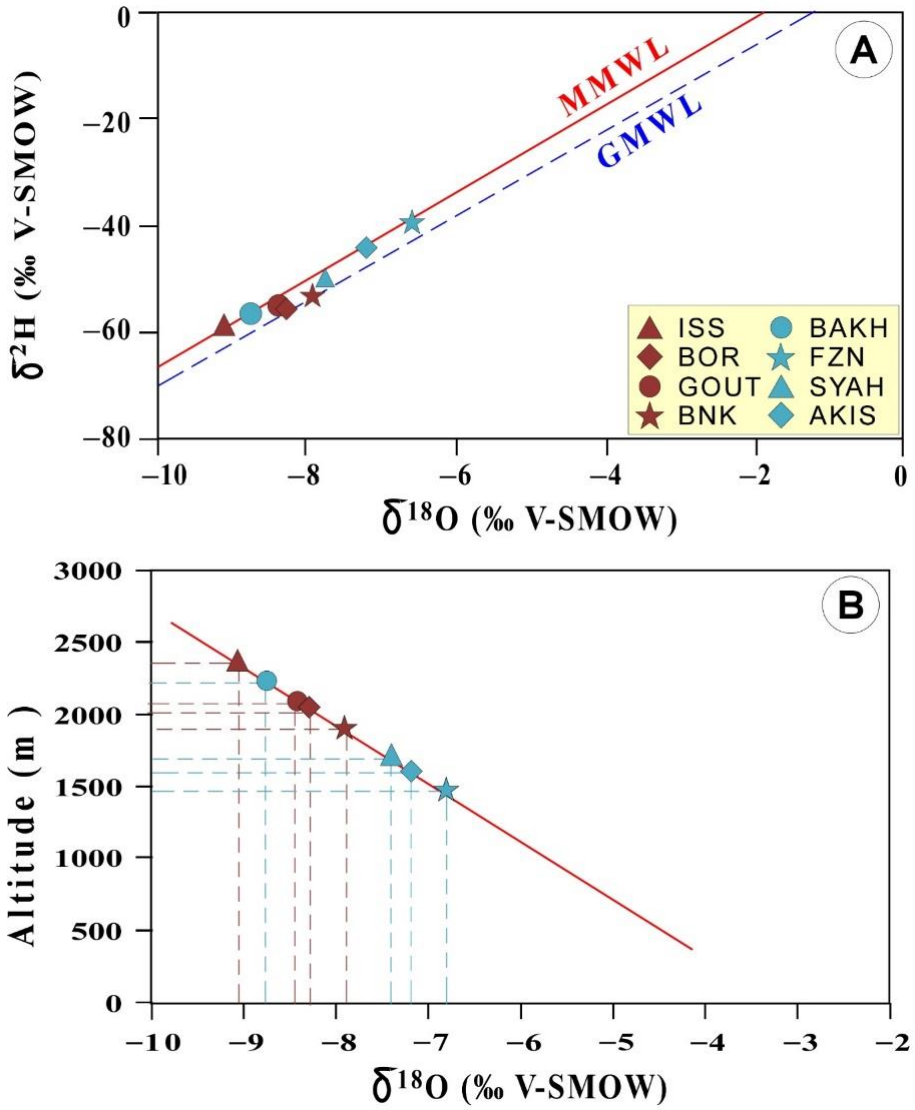

Figure 73: Diagramme A : $\delta^{18}O$ vs $\delta^{2}H$ isotopiques des eaux chaudes comparées avec les lignes météorique mondiale et locale (GMWL, MMWL). B : Altitude de recharge vs $\delta^{18}O$.

IV- Conclusion et implication géodynamique

Le domaine Moyen Atlasique se distingue comme un site géothermique exceptionnel, caractérisé par un gradient géothermique et un flux de chaleur élevés matérialisés par des manifestations volcaniques plio-quaternaires, et une abondance de sources thermales. Ces dernières sont étroitement liées aux structures lithosphériques majeures du Moyen Atlas, orientées NE-SW, notamment les accidents ANMA et ASMA.

Une approche pluridisciplinaire adoptée dans cette étude, combinant hydrogéochimie, géologie, tectonique, isotopie appliquées à huit sources thermales sélectionnées minutieusement le long de ces structures, a permis de mieux comprendre leurs mécanismes d'origine, les interactions eau-roche et les caractéristiques des réservoirs hôtes de ces eaux (nature, profondeur et température). Cette étude a permis de mettre en valeur le rôle de ces structures actives dans la circulation hydrodynamique des eaux souterraines et les mécanismes de transfert de chaleur au sein de ce système hydrothermal complexe.

Les résultats obtenus sur les eaux thermales du Moyen Atlas révèlent l'existence de deux groupes de sources thermales distinctes:

- Sources faiblement minéralisées avec un faciès de type Ca-HCO_3 (**BAKH, FZN, SYAH et AKIS**)
- Sources fortement minéralisées avec un faciès de nature Na-Cl (**GOUT, ISS, BOR et BNK**).

La variation du faciès chimique ainsi que le fort contraste de minéralisation observés dans ces eaux seraient en relation avec : i) l'hétérogénéité de la nature lithologique des réservoirs traversés ; ii) les processus d'interaction eau-roche et l'estimation des températures d'équilibre des réservoirs profonds ; iii) les processus de mélange entre les eaux thermales profondes et les eaux superficielles froides.

Les différentes approches géochimiques appliquées à ces eaux mettent en évidence d'intense interactions eaux-roches avec des réservoirs superposés de nature lithologique variée, notamment les réservoirs cristallophylliens du paléozoïque, évaporitiques du Trias et carbonatés du Jurassique. Par ailleurs, l'utilisation de différents géothermomètres montre des températures d'équilibre au sein des réservoirs profonds estimées entre 74°C et 123°C.

La modélisation hydrogéochimique suggère, pour la première fois, l'hypothèse d'une circulation d'eau souterraine dans des systèmes volcaniques-hydrothermaux profonds (profondeur estimée à 3,5km) caractérisés par des roches magmatiques mafiques et mantelliques du soubassement

du domaine Moyen Atlasique, identifiés comme xénolites dans les roches hypovolcaniques. Ces réservoirs sont plus profonds que ceux du Mésozoïque (profondeur estimée à 2km) souvent considérés comme réservoir principal dans le domaine atlasique (Cidu et Bahaj. 2000 ; Benmakhlouf. 2001; Zarhloule et al., 2004 et 2007, Barkaoui et al., 2013, 2015 ; Jilali et al. 2018).

Les résultats des rapports isotopiques révèlent que ces eaux sont d'origine météorique et que leurs zones de recharge sont estimées à des altitudes comprises entre 1513 et 2337m. Ces reliefs, érigés sur les rides des accidents lithosphériques du Moyen Atlas (ASMA), se situeraient au SW de ces sources thermales.

L'étude géologique et structurale aux voisinages de ces sources a mis en évidence la présence d'étroite relation entre deux réseaux de fracturations majeures. Ces dernières sont bien fossilisées dans les diverses formations géologiques rencontrées sur le terrain, surtout dans les carbonates Jurassiques.

- Le premier réseau de failles à jeu hybride (cisaillement et extension), orientés NE-SW, correspondant à des zones de broyage métriques à décamétriques, est rattaché aux accidents majeurs du Moyen Atlas. Le long de ces factures, ont été observés des filonnets centimétriques et des fentes de calcite rhomboédrique témoignant d'une intense circulation hydrothermale. Ceci suggère que ces accidents ont probablement servi de conduits aayant facilité l'infiltration et la circulation des fluides hydrothermaux. Ils permettent aux fluides d'atteindre des profondeurs importantes où ils acquièrent des températures favorisant les équilibres grace aux échanges chimiques prolongés entre les fluides et les divers réservoirs.
- Le deuxième réseau correspond à des failles décro-chevauchantes de direction E-W à NW-SE. Ce réseau est matérialisé par des accidents remplis par des argiles qui pouraient correspondre à des précipitations d'origine hydrothermale ou à des écailles argileuses triasiques. Le colmatage de ces argiles au niveau des miroirs de ces failles inculque à ces dernières un caractère imperméable. Ceci joue un rôle important dans la mise en place de ces sources thermales qui affleurent à la faveur de l'intersection de ces accidents NW-SE et ceux NE-SW.

La combinaison de ces résultats a conduit au développement d'un modèle conceptuel du fonctionnement de ces systèmes hydrogéothermiques, illustré dans la figure 74, contribuant ainsi à la valorisation de ces ressources hydrothermales de la région.

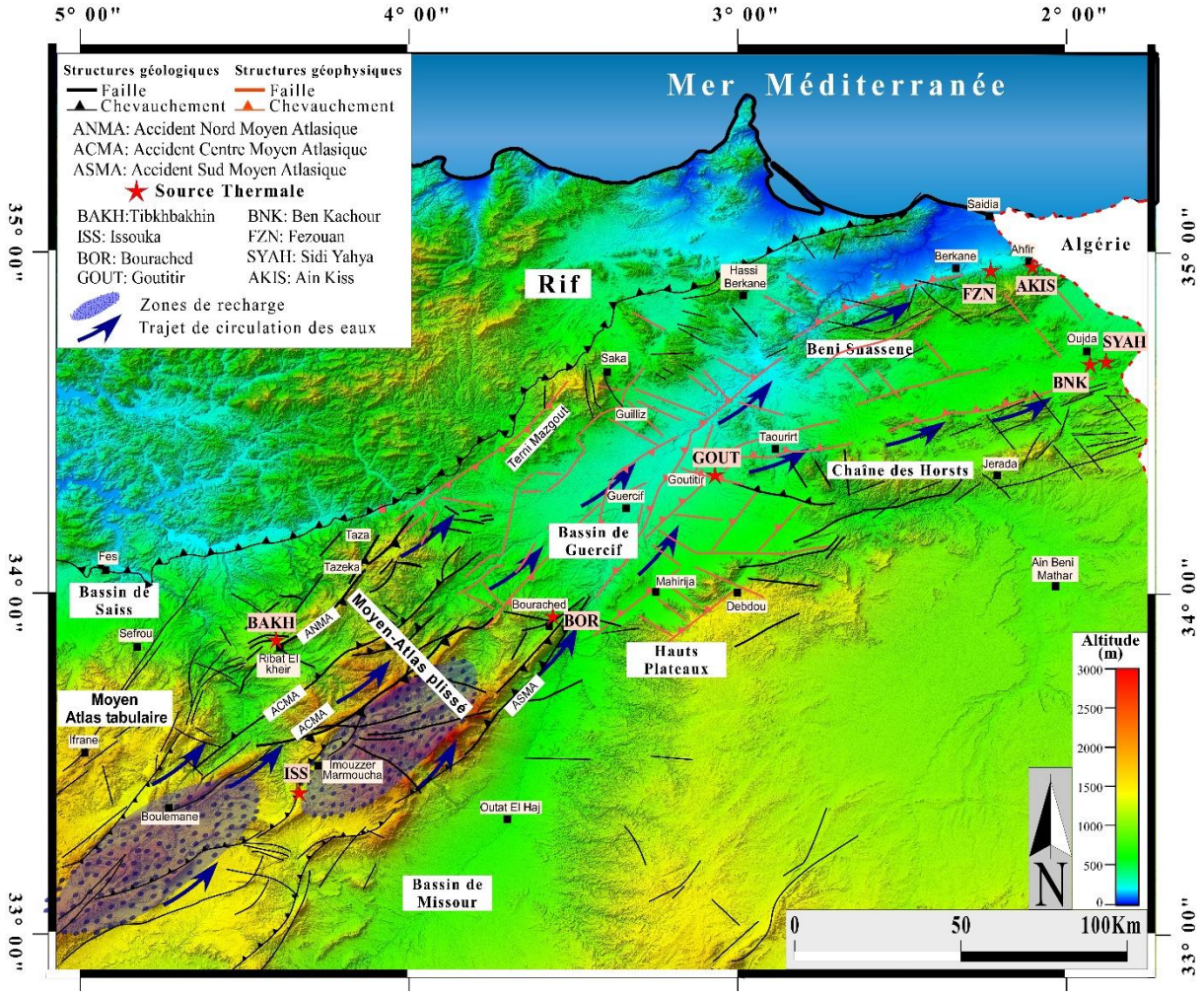

Figure 74: Carte schématique hydro-structurale du nord du Maroc illustrant le mode de fonctionnement des sources thermominérales étudiées le long des structures du domaine Moyen Atlasique.

Chapitre V : Comparaison entre les systèmes hydrothermaux du MFSO et ceux du Moyen Atlas

I- Introduction

Les résultats obtenus sur l'étude des sources thermo-minérales de la zone septentrionale du Maroc, soigneusement sélectionnées en fonction de leurs caractéristiques et leurs positions au-dessus des structures géologiques majeures tectoniquement actives parcourant les domaines Meseto-Rifain et Moyen Atlasique, ont permis de distinguer deux zones hydrothermales :

- **La zone hydrothermale de la MFSO** :
  Les sources thermo-minérales gazeuses (Ain Hammam, Hadou Ou Amar, Chaabi, Ain Chifa, Ain Hamra, Hajra Safra, My Yacoub et Oulmès) alignées le long de l'accident majeur de Mellilia-Fès-Smaala-Oulmès (MFSO), une structure orientée NE-SW qui recoupe les formations du Rif oriental au Nord et s'étend jusqu'au domaine mesetien au sud en passant par le Mesorif et le Prérif (Fig.8).
- **La zone hydrothermale du Moyen Atlas**.
  Les sources thermales (Issouka, Tibkhbakhin, Bourached, Goutitir, Fezouan, Ben Kachour, Sidi Yahya et Ain Kiss) sourdant au niveau des structures tectoniques majeures du Moyen Atlas (MA), notamment les accidents ANMA, ACMA et ASMA, orientées NE-SW et s'étendant vers le nord sous le bassin de Guercif jusqu'au dans les hauts plateaux (Fig.48).

Ce chapitre a été conçu pour réaliser la comparaison entre les sources de ces deux zones hydrothermales. Cette comparaison, basée sur des critères importants définissant les complexes hydrothermaux, permettra d'approfondir la compréhension ainsi que les divers processus majeurs contrôlant ces systèmes hydrothermaux du Maroc septentrional. Cette analyse mettra également la lumière sur l'évolution géochimique de ces eaux, grâce à l'impact de la couverture géologique sur leurs compositions géochimiques et isotopiques. Cet impact serait induit par l'interaction eau-roche grâce à la circulation des fluides suite à la perméabilité facilitée par les structures tectoniques guidant ces ressources en eaux hydrothermales. Il permettra également de reconstituer les processus d'interaction eau-roche et leur effet sur la minéralisation des fluides hydrothermaux dans ces deux zones. Ceci permettra de retracer l'origine et le parcours souterrain des eaux, d'établir des liens de parenté entre les sources et d'évaluer le potentiel géothermique des différentes zones. Cette approche comparative fournira ainsi une vision globale sur les systèmes hydrothermaux de la région, contribuant à une meilleure compréhension de la géodynamique et du potentiel géothermique du Maroc septentrional, avec des implications importantes pour d'éventuelles applications énergétiques futures.

II- Contexte géologique et structurale

L'étude géologique et structurale approfondie des sources thermo-minérales associées aux systèmes hydrothermaux du MFSO et du Moyen Atlas montre une grande diversité et complexité des contextes géologiques caractérisant ces deux zones. Cette diversité influence significativement les compositions géochimiques, isotopiques et minéralogiques des fluides hydrothermaux de ces systèmes.

Les données géologiques sur les formations hôtes des sources thermales associées à l'accident majeur MFSO montrent une lithologie de nature variée et diversifiée ; ainsi :

- Les sources d'Ain Hammam et Hadou Ou Amar émergent au sein des formations volcaniques de nature rhyolitique et volcano-sédimentaires aménagées entre les massifs de Tiddinit et Amjar, qui sont des structures satellites associées au complexe volcanique du massif de Gourougou.
- La source de Chaabi sourde au niveau des formations schisto-gréseuses de la nappe de Temsamane.
- Les sources d'Ain Chifa et Ain Hamra jaillissent dans des formations carbonatées jurassiques du Mésorif.
- La résurgence de Hajra Safra émerge au niveau du plan de chevauchement, matérialisé par des formations argilo-marneuses triasiques, qui limite les nappes mésorifaines de Bou Haddoud de celles d'Aknoul.
- La source de My Yacoub jaillit au sein des formations marneuses néogènes imperméables à la limite du front sud de cisaillement sud Rifain, en bordure méridionale de la chaîne rifaine.
- La source d'Oulmès émerge au niveau du socle granitique paléozoïque d'Oulmès appartenant au domaine de la meseta occidentale.

En revanche, les données géologiques des sources thermales associées aux structures du Moyen Atlas révèlent que leur émergence se fait dans des terrains à lithologie moins diversifiée que les précédentes ; de ce fait :

- Les sources d'Issouka, Tibkhbakhin et Bourached jaillissent au niveau des formations carbonatées liasiques du Moyen Atlas plissé.

- La source de Goutitir émerge à la faveur d'un contact anormal entre deux formations géologiques distinctes : les formations calcaires du Jurassique, constituant un dôme subcirculaire, et les formations marneuses du Miocène entourant ce dôme.
- Les sources de Ben Kachour et Sidi Yahya jaillissent au sein des formations volcano-sédimentaires quaternaires de la région d'Oujda.
- Les sources thermales de Fezouan et Ain Kiss émergent au nord du massif carbonaté de Beni Snassen, au sein des terrains marneux du Miocène.

À l'émergence des sources thermales de ces deux zones, on constate que les formations hôtes de celles de MFSO présentent une plus grande diversité géologique. Ses formations qui s'étendent sur une vaste zone allant du Rif à la Meseta, avec une séquence sédimentaire particulièrement épaisse dans la région rifaine, incluent des roches sédimentaires carbonatées et marneuses allant du Jurassique au Miocène, ainsi que des roches volcaniques plio-quaternaires et des terrains cristallins granitiques du socle paléozoïque. Cependant, les résurgences chaudes du Moyen Atlas sont caractérisées principalement par la prédominance des formations carbonatées du Jurassique et des marnes néogènes et quelques gisements volcaniques.

De point de vue structural, malgré leurs différences lithologiques, les systèmes hydrothermaux du MFSO et du Moyen Atlas présentent des similitudes tectoniques notables de leurs respectifs contextes structurales. Les exutoires des sources thermales de ces deux systèmes hydrothermaux, s'alignent suivant une direction NE-SW et affichent ainsi, une géométrie comparable, suggérant que les forces tectoniques régionales ayant régie leur contexte de mise en place sont similaires.

L'analyse des données structurales récoltées sur le terrain au voisinage des sources étudiées permet de distinguer les structures suivantes :

- Les structures orientées NE-SW, prédominantes dans les deux zones des secteurs étudiés, correspondent à des réseaux de failles à jeu décrochant senestre à composante normale. Ce style tectonique est similaire à celui caractérisant l'accident majeur MFSO et ceux du MA, Dans les deux zones hydrothermales, les émergences chaudes sourdent au niveau de ces structures attestant de leur association génétique. Toutefois, dans le MA ces structures sont truffées par des formations rouges évaporitiques.

- Les structures orientées NW-SE se manifestent sous forme d'un réseau de failles de faible extension, moins exprimées que leurs homologues NE-SW. Elles constituent les conjuguées aux failles NE-SW, et affichent un jeu décrochant à composante dextre. L'analyse structurale révèle que ce réseau de failles est dominant dans le domaine atlasique que dans le Rif. Cette remarque est probablement dûe au caractère cassant des terrains carbonatés du Moyen Atlas, qui sont plus susceptibles de préserver les fractures que les terrains marneux rifains.
- Les structures orientées E-W, dominantes dans le domaine rifain mais rares voir absentes dans le MA, correspondent à des chevauchements à vergence sud et à des décrochevauchements à composante dextre. Ces structures sont souvent scellées par des argiles évaporitiques triasiques. Elles sont générées par la progression des chevauchements alpins du Nord vers le Sud de l'arc rifain suite au rapprochement des deux plaques eurasienne et africaine (Morley, 1992 ; Tejera de Leon et Duée, 2003 ; Sabri et al., 2019).

Ainsi dans les deux zones hydrothermales, l'investigation structurale approfondie a permis d'associer le contexte de mise en place de ces émergences chaudes à l'intersection de ces systèmes de failles orientées NE-SW et E-W dominantes dans la zone septentrionale (Rif, Bassin de Guercif du MA) à NW-SE dominantes dans le MA. Ces zones d'intersection jouent un rôle crucial dans la canalisation et la migration des fluides hydrothermaux depuis les réservoirs profonds vers la surface.

Ces zones ont été le siège d'une multitude de phase tectoniques ayant contribué à la structure de ces deux zones. La phase compressive orientée N-S se distingue comme étant la plus dominante et la plus généralisée dans cette région. Cette phase, induite par le rapprochement des plaques africaine et eurasienne (Chalouan et al., 2008; Durand-Delga, 1980; Frizon De Lamotte et al., 2000; Gimeno-Vives et al., 2020; Michard et al., 2008; Morel and Meghraoui, 1996; Platt et al., 2013), jouera un rôle déterminant dans l'émergence des sources thermales et dans le mode de fonctionnement hydrodynamique de ces systèmes hydrothermaux. Elle serait responsable de l'activation des structures géologiques qui facilitent la perméabilité et l'infiltration des eaux et permettent par la suite la circulation de ces eaux en profondeur et leur transfert vers la surface.

L'analyse comparative des données structurales indique la présence de processus géodynamiques régionaux communs aux deux zones. Elle suggère ainsi que le MFSO et le

Moyen Atlas partagent une histoire tectonique étroitement liée, malgré leurs différences géographiques et géologiques. Cette similitude dans les contraintes et les déformations observées souligne l'interconnexion des structures tectoniques en profondeurs. Cette interconnexion révèlerait des échanges thermiques et géochimiques qui influenceraient les processus géodynamiques à l'échelle locale et régionale, contribuant ainsi à l'évolution des systèmes hydrothermaux le long ces deux structures.

III- Contexte géochimiques

III-1- Paramètres physico-chimiques

L'analyse des paramètres physico-chimiques présentés dans les tableaux 2 et 6 permettent de faire les constations suivantes :

Les sources thermales émergeant le long des structures du MA présentent des températures plus élevées que celles associées à l'accident majeur MFSO. Cet écart de température peut s'expliquer par une perte de chaleur ou par un mélange avec des eaux superficielles froides lors de la remontée des eaux vers la surface. Par ailleurs, la présence de la phase gazeuse associée aux eaux thermales du MFSO pourrait également contribuer à la diminution des températures observées dans ces sources par le phénomène de dépressurisation à des niveaux peu profonds.

Les valeurs de pH des sources thermales étudiées révèlent un caractère généralement neutre à acide pour les eaux du MFSO, et légèrement alcalin pour celles du MA sauf pour les eaux de **BAKH** et **GOUT** qui sont acides (Fig. 75). Le caractère alcalin serait acquis par l'interaction de ces eaux avec les réservoirs traversés, notamment le réservoir carbonaté jurassique. En revanche, le caractère acide pourrait être attribué des réservoirs cristallins du socle paléozoïque ainsi qu'à la présence d'une phase gazeuse riche en CO_2 associée à ces eaux, entraînant une diminution du pH et expliquant ainsi l'acidité observée dans ces sources.

Les valeurs de TDS et CE indiquent un taux de minéralisation plus élevée des eaux du MFSO par rapport à celles du MA (Fig.75). Cette différence peut être attribuée à un temps de séjour plus long favorisant l'interaction eau-roche ou encore à une grande variété lithologique traversée.

III-2- Faciès hydrochimique

L'application du diagramme de Durov (1948) aux eaux thermales du MFSO et du MA (Fig. 75) permet de distinguer deux faciès hydrochimiques majeurs :

- Un faciès chloruré sodique (**CHA, AHM, HOA, HJS** et **MYB**) de la MFSO et (**ISS, BOR, GOUT** et **BNK**) du MA.
- Un faciès bicarbonaté (**ACH, HMR** et **OUL**) de MFSO et (**BAKH, FZN, SYAH** et **AKIS**) du MA.

Le premier faciès résulterait de l'interaction de ces eaux avec les formations évaporitiques triasiques, largement répandues le long des structures majeures du MFSO et du MA. Dans le Rif, ces formations triasiques soulignent les plans de décollement des grands chevauchements alors que dans le MA, elles sont injectées au sein des accidents lithosphériques majeurs comme par exemple ANMA, ASMA et ACMA.

Le deuxième faciès serait acquis par l'interaction de ces eaux avec les formations carbonatées du Jurassique, largement présentes dans ces deux contextes. Ces terrains rigides, hautement fracturés et perméables, facilitent l'infiltration, la création des karsts et favorisent le séjour et l'interaction des eaux avec les formations carbonatées.

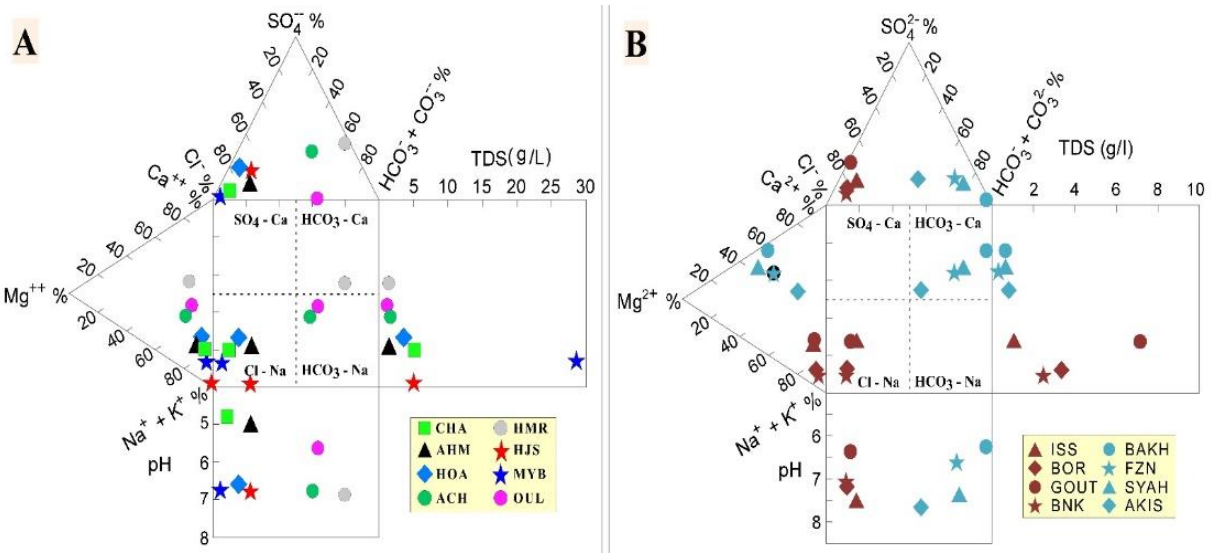

Figure 75: Diagramme de Durov (1948) appliqué aux eaux thermominérales associées aux systèmes hydrothermaux du MFSO (A) et du MA (B).

III-3- Les éléments majeurs

Les concentrations en éléments majeurs des sources thermales étudiées sont illustrées sur le diagramme de Schoeller-Berkaloff (Fig. 76). Cette représentation confirme les résultats obtenus précédemment par la méthode de Durov (1948), montrant que les eaux du MFSO ont un taux de minéralisation plus élevé que celles du Moyen Atlas. Ces diagrammes permettent également la distinction de deux groupes de sources :

- fortement minéralisées, généralement de nature Na-Cl (**CHA, AHM, HOA, HJS** et **MYB**) de la MFSO et (**ISS, BOR, GOUT** et **BNK**) du MA, sourdant au niveau des formations argileux-marneux du Trias et du Miocène.
- faiblement minéralisées, généralement de nature bicarbonatée, émergeant au niveau des formations carbonatées liasiques (**ACH, HMR**) de MFSO et *(***BAKH, FZN, SYAH et AKIS**) du MA ou dans les formations cristallophylliennes du Paléozoïque (**OUL**) de MFSO.

Ces deux diagrammes montrent également que les allures des spectres de l'ensemble des sources thermales sont caractérisées par un parallélisme quasi parfait (Fig. 76). Ce parallélisme est perturbé par des anomalies négatives en SO_4^{2-} pour **OUL** et **MYB** et positives pour **GOUT**. Alors que le spectre de la source de **BAKH** se distingue par une anomalie positive accentuée en HCO_3^-. Ces perturbations s'expliquent par le comportement particulier de ces éléments dans les solutions aqueuses lors du transfert des eaux vers la surface. Le SO_4^{2-} peut rester en solution ou se transformer en phase gazeuse et s'échapper à l'émergence, ce qui justifie les anomalies négatives observées dans les eaux d'**OUL** et de **MYB** qui constituent des sources thermales dégageant, à l'émergence, une odeur fétide sulfureuse. L'anomalie positive en SO_4^{2-} observée dans le spectre **GOUT** serait en relation avec l'interaction de ces eaux avec les gisements magmatiques présents dans cette région. Cependant, l'anomalie positive en $HCO3^-$observée dans le spectre de **BAKH**, proviendrait de la réaction chimique qui permet de transformer CO_2 en $HCO3^-$ au cours de la décompression gazeuse survenue pendant l'ascension des eaux vers la surface.

Le parallélisme observé entre ces différents spectres est peu perturbé par ces anomalies et affiche une allure quasi parfaite qui attesterait que ces eaux possèderaient une même parenté chimique.

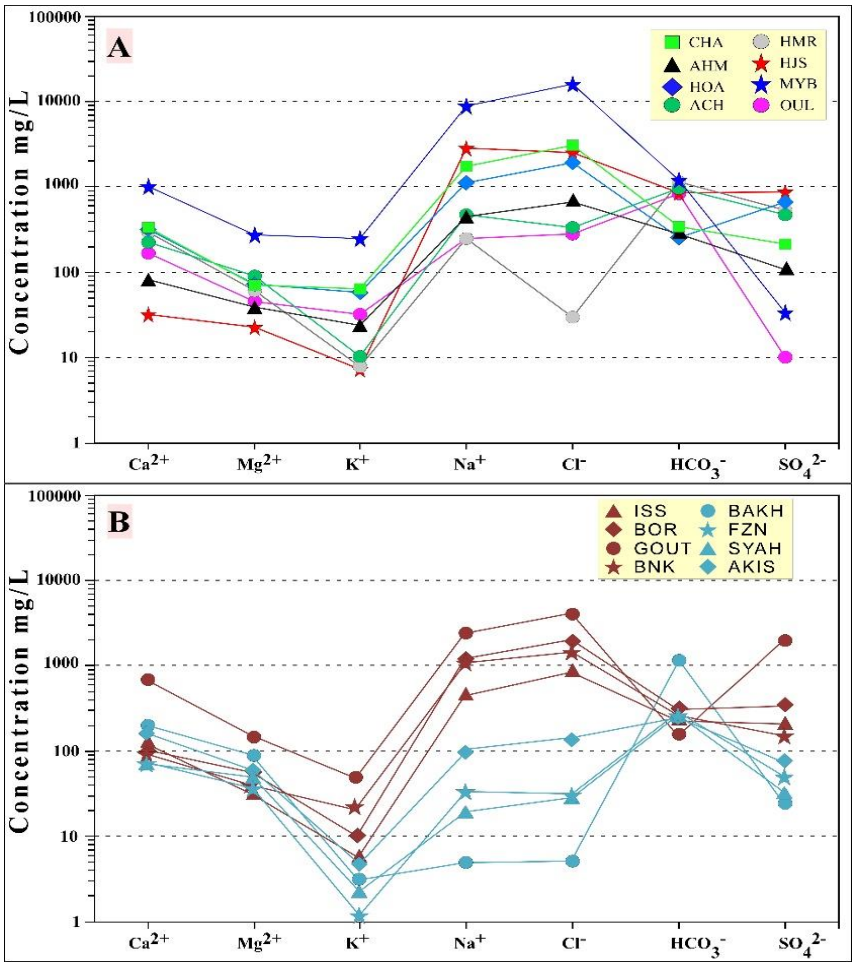

Figure 76: Diagramme de Schöeller-Berkaloff appliqué aux eaux thermales associées aux systèmes hydrothermaux du MFSO (A) et du MA (B).

La projection des eaux thermales étudiées du MFSO (Fig. 77A) et du Moyen Atlas (Fig. 77B) sur le diagramme ternaire Cl-SO_4-HCO_3 de Giggenbach (1994) montre des distributions similaires en termes de compositions chimiques. On observe une prédominance des eaux de nature chlorures (matures et volcaniques), par rapport aux eaux bicarbonatées périphériques. Par ailleurs, ces diagrammes permettent la distinction des groupes des sources suivantes :

i) Les sources fortement minéralisées, généralement de nature Na-Cl (**CHA, AHM, HJS, MYB, ISS, BOR, et BNK**), émergent au sein des formations argilo-marneuses triasiques, crétacées et miocènes. Elles se classent dans le domaine des eaux chlorurées matures, à l'exception **HJS** et **ISS** qui se distinguent par un enrichissement en SO4, dû à leur interaction avec les gisements de gypse présents dans ces régions. Malgré cette déviation, ces deux sources peuvent aussi être considérées comme matures.

Cette maturité indique que ces eaux, lors de leur ascension vers la surface, ont été peu affectées par des contaminations ou des mélanges avec des eaux superficielles froides.

Cela s'explique par le caractère imperméable des formations argilo-marneuses constituant l'exutoire de ces sources, et qui limitent l'infiltration des eaux de surface. En effet, ces eaux préservent de manière plus fiable leur signature géochimique acquise dans les réservoirs profonds (Giggenbach, 1991 ; Pasvanoğlu and Chandrasekharam, 2011 ; Aydin et al., 2020).

ii) Les sources de **HOA** et **GOUT** de nature Na-Cl, se situent dans le domaine des eaux chlorurées ayant évolué dans des systèmes hydro-volcaniques. Ces eaux se caractérisent par un enrichissement très accentué en SO_4, probablement en relation à la dissolution des gypses, et/ou à l'oxydation de H_2S au cours du refroidissement des magmas quaternaires présents dans ces régions. Notons que, les exutoires de ces sources se trouvent au sein des terrains volcaniques de nature rhyolitique dans **HOA** et lamprphyrique dans **GOUT**.

iii) Les sources faiblement minéralisées, généralement de nature bicarbonatée, émergent au niveau des terrains compétents fracturés de nature carbonatée du Jurassique (**ACH, HMR, BAKH, FZN, SYAH et AKIS**) ou dans les formations cristallophylliennes du Paléozoïque (**OUL**). Ces eaux se positionnent dans le champ des eaux périphériques immatures, confirmant une fois de plus l'éventuel mélange de ces eaux avec les eaux froides superficielles, favorisé par le réseau de fractures hautement perméable. Par ailleurs, le caractère bicarbonaté serait acquis par l'interaction des eaux avec les formations carbonatées et/ou le mélange avec les eaux de surface riches en bicarbonates, caractéristiques du Maroc septentrional.

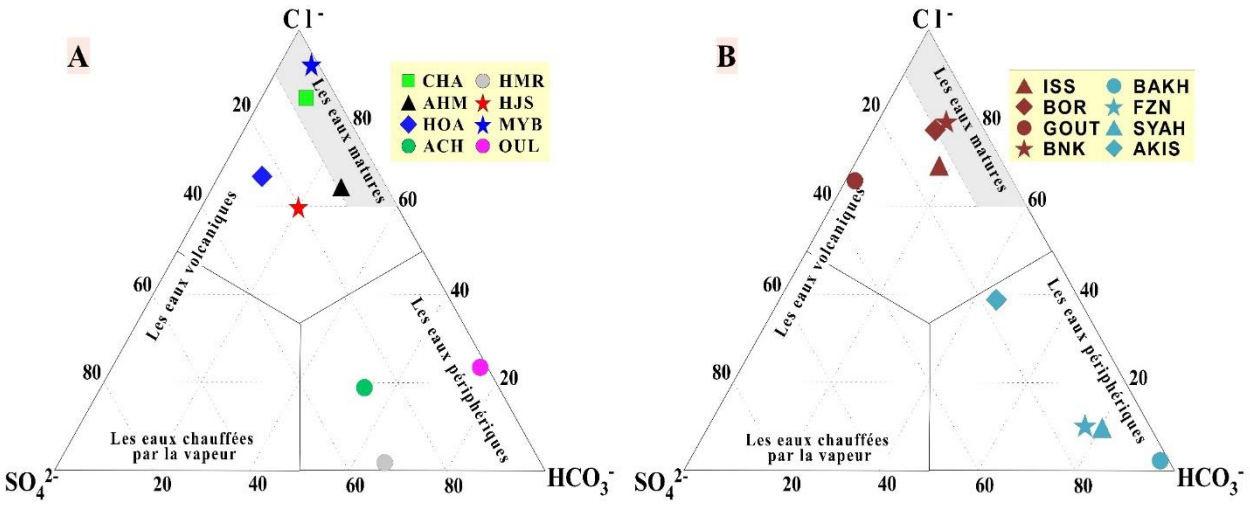

Figure 77: Diagramme Cl–SO4–HCO3 de Giggenbach 1991, appliqué aux eaux thermales associées aux systèmes hydrothermaux du MFSO (A) et du MA (B).

III-4- Les éléments traces

Le diagramme multiélément normalisé à la chondrite a été utilisé pour mieux visualiser la comparaison entre les teneurs des éléments traces des sources thermales du MFSO (Fig. 78A) et du MA (Fig. 78B). Cette comparaison permet d'aboutir aux constatations suivantes :

- L'ensemble des spectres des sources thermales des deux zones (MFSO et MA) affiche des spectres avec des allures similaires et homogènes, indiquant que ces eaux ont subi des processus d'interactions eau-roche comparables. Cette constatation permet de conclure que ces eaux ont probablement une même parenté chimique. Cependant, les variations observées dans ces spectres pour certains éléments refléteraient probablement des différences dans les contextes géologiques locaux de chaque source ainsi que la nature des aquifères traversés qui est propre pour chaque système hydrothermal.
- Les eaux thermales du système MFSO se distinguent par une concentration plus élevée en éléments traces par rapport à celles du MA. Cet enrichissement pourrait être attribué à la diversité lithologique traversée le long la faille majeure MFSO comprenant le socle hercynien mesetien, l'épaisse couverture secondaire et tertiaire structurée en nappes dans le domaine rifain ainsi que les formations volcaniques plio-quaternaires. Ce contexte contribuerait, au cours de la circulation de ces eaux en profondeur et leur transfert vers la surface, à un trajet prolongé favorisant les interactions entre l'eau et les formations rocheuses. Ceci favoriserait la dissolution des éléments et augmenterait les échanges ioniques. Par ailleurs, l'appauvrissement des eaux du MA en ces éléments seraient en relation avec la nature des réservoirs traversés et qui seraient limites au socle paléozoïque et à sa couverture secondaire carbonatée jurassique, ou encore à des éventuelles dilutions survenues au niveau des réservoirs traversés lors du transfert de ces eaux vers la surface, notamment au sein du réservoir Jurassique.
- Les spectres des eaux thermales de ces deux zones sont matérialisés par :

  i) des anomalies prononcées en (Si, Li, Rb, Cs, Sc, Al, Ba, U), indiquant une circulation à travers le socle cristallophyllien du paléozoïque,

  ii) des anomalies positives en Sr et Br suggérant l'interaction de ces eaux avec les formations argileuses évaporitiques triasiques et des roches carbonatées jurassiques,

  iii) des anomalies positives en éléments de transition (Ni, V, Co, Ti, Sc, Cr), relevées surtout dans les spectres des eaux du MA et qui seraient probablement liées à une

interaction de ces eaux avec des roches magmatiques basiques du socle paléozoïque ou encore des roches volcaniques quaternaires. De ce fait, la remontée de ces eaux vers la surface semble avoir emprunté les mêmes discontinuités structurales que celles ayant facilité la mise en place des gisements volcaniques.

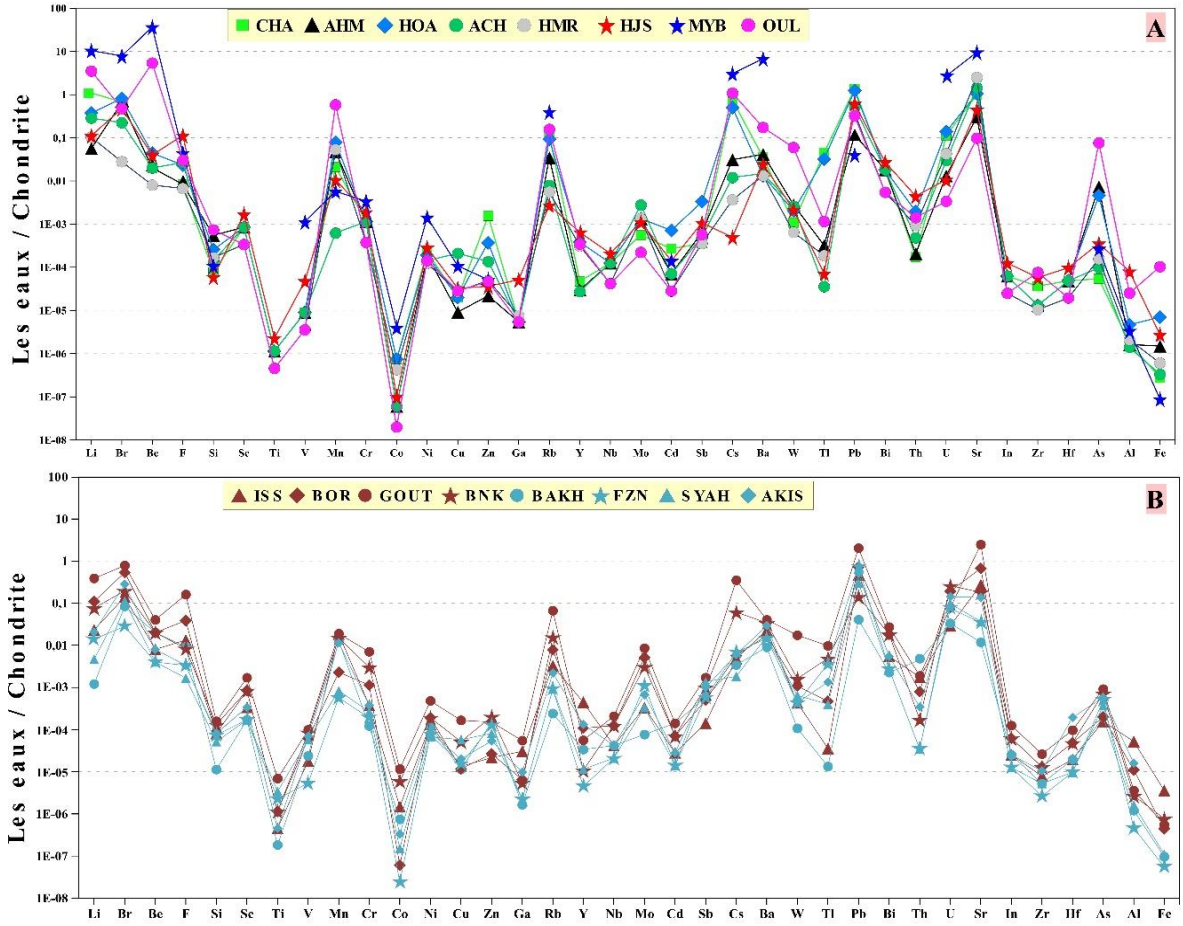

Figure 78: Diagramme multi-élémentaire normalisé aux valeurs de chondrite pour les eaux thermales : (A) : MFSO ; (B) : Celles de MA.

III-5- Nature lithologique des réservoirs

L'utilisation des diagrammes de références D'Amor et al., (1983) permet d'identifier la nature des réservoirs traversés par une eau thermale. Ainsi la comparaison des spectres des eaux thermales des deux zones MFSO et MA à ceux D'Amor et al., (1983), permet de distinguer quatre types de spectres montrant que la nature des réservoirs dominants dans ces eaux est différente. Ces quatre types sont les suivants :

- Les spectres des sources thermales de nature Na-Cl associées au MFSO (**AHM, HOA, CHA, HJS** et **MYB**) et au Moyen Atlas (**BNK, ISS** et **BOR,** à l'exception **GOUT**)

montrent des caractéristiques comparables et presque identiques aux spectres de référence de **type (γ)** (Fig. 79 A et B). Ce type de spectre traduit une circulation très profonde, probablement à travers les roches cristallophylliennes du socle paléozoïque. Ceci confirme les résultats précédemment acquis selon lesquels les eaux Na-Cl, au cours de leur remontée vers la surface, auraient conservé les signatures géochimiques des réservoirs profonds peu ou pas affectées par les phénomènes de contamination et de mélange avec des eaux superficielles, peu profondes et froides.

- Cependant, le spectre de **GOUT** montre une configuration comparable au spectre standard de **type (2)** (Fig. 79D). Ce type de spectre suggère que ces eaux ont subi des circulations profondes à travers des roches plutoniques mafiques et ultramafiques ayant les mêmes caractères que celles des complexes ophiolitiques.
- Les eaux thermales de nature bicarbonatée de **HMR**, **CHA** et **OUL** associées à la MFSO, présentent des spectres similaires à ceux des standards de **type (3)** (Fig. 79C) caractérisant les eaux ayant circulé à travers une zone de faille.
- Les eaux thermales de nature bicarbonatée de **BAKH, FZN, SYAH** et **AKIS** du MA affichent des spectres comparables au spectre standard de **type (ß)** (Fig. 79E) caractérisant les eaux ayant séjournées dans un réservoir de nature lithologique carbonatée.

Ainsi, les résurgences de nature bicarbonatée sourdant au sein des terrains carbonatés du Jurassique seraient équilibrées au sein d'un réservoir carbonaté de nature calcaro-dolomitique, intensément fracturé par un réseau d'accidents ayant facilité leur infiltration et leur circulation en profondeur. En revanche, les eaux de la résurgence d'**OUL** qui émerge au sein des formations granitiques paléozoïques, auraient acquis leur caractère bicarbonaté suite à une dépressurisation accompagnée par une transformation du CO_2 en HCO_3 lors de leur transfert vers la surface.

Notons toutefois que les variations relevées entre les spectres de ces eaux et ceux des spectres standards, seraient une conséquence des mélanges avec les eaux superficielles dont l'infiltration est rendue facile par le réseau de failles bien marquées dans ces contextes géothermaux. Ce réseau de failles est vraisemblablement rattachable aux accidents majeurs notamment MFSO meseto-rifaine et ANMA, ACNM et ASNM du Moyen Atlas.

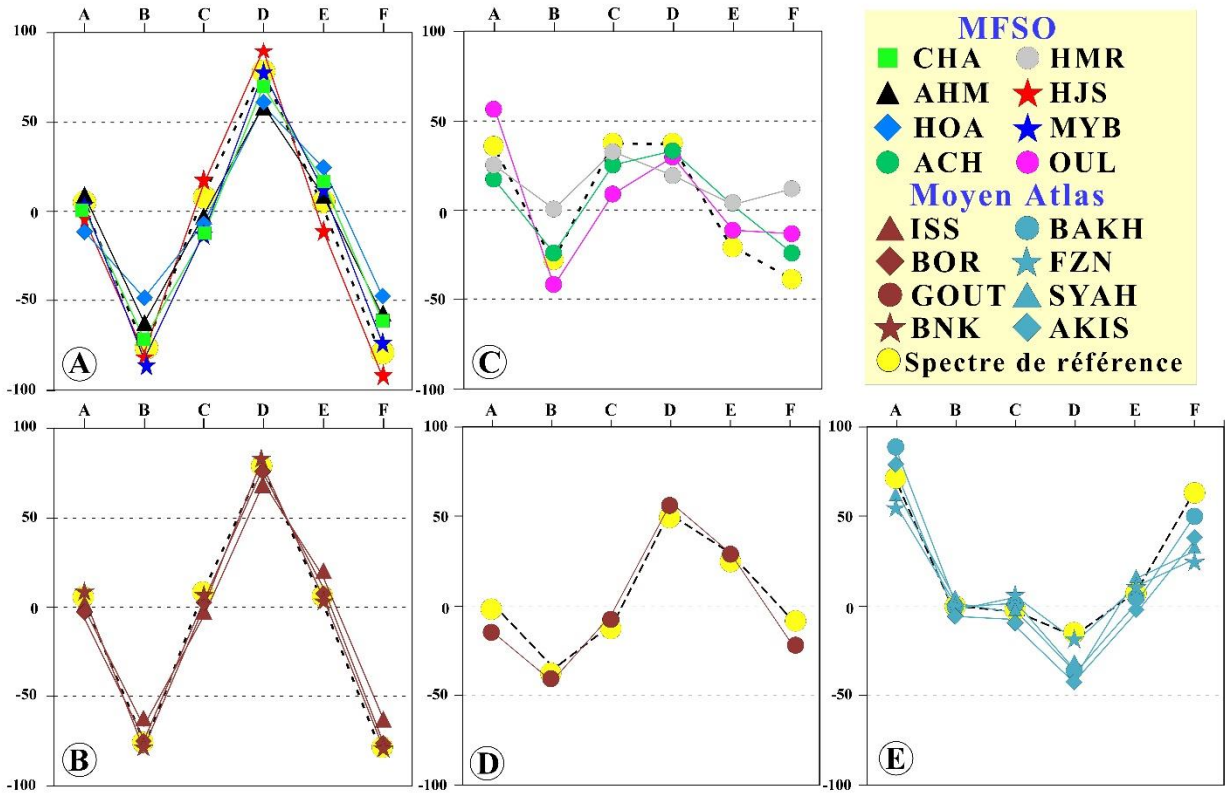

Figure 79: Application de la méthode IIRG (D'Amore et al., 1983) aux eaux thermales associées aux systèmes hydrothermaux du MFSO et du MA.

III-6- Les températures des réservoirs

L'estimation des températures des réservoirs profonds grâce à l'application des différents géothermomètres chimiques aux eaux thermales des sources étudiées, atteste que les eaux thermales du système MFSO se distinguent par des températures nettement plus élevées que celles du MA (Fig.80). Ceci pourrait être lié à la complexité structurale le long de cette structure ainsi qu'à son enracinement profond dans la croûte pouvant atteindre manteau favorisant la remontée du flux mantellique qui contribue au réchauffement de ces eaux. L'ancrage de cet accident dans le manteau a été confirmé par les compositions chimiques et isotopiques des gaz diffusés le long de cette structure active (Ntarmouchant et al., 2024).

Les températures des réservoirs estimées pour les réservoirs du système hydrothermale MFSO varient considérablement selon les géothermomètres employés (Fig.80A), s'étendant généralement de 60°C à 250°C. Les températures les plus élevées sont enregistrées dans la source **OUL**, tandis que la source **HJS** présente les températures les plus basses. Cette variabilité pourrait indiquer une hétérogène et complexité géologique et hydrogéologique significative le long de ce système MFSO.

En revanche, le système thermal Moyen Atlasique, présente des températures généralement plus basses (Fig.80B), variant entre 50°C et 160°C. La fluctuation entre les sources et les géothermomètres sont moins prononcée que dans le MFSO (Fig.80). Les sources **FZN** et **SYAH** se distinguent comme étant les sources qui admettent des réservoirs les plus chauds de cette région, tandis que **BAKH** émerge du réservoir le plus froid.

Ces températures plus faibles et relativement homogènes suggèrent que les réservoirs des sources thermales du MA sont moins profonds que ceux du système thermal MFSO. L'homogénéité relative des températures et le contexte géologique des systèmes MA pourrait indiquer des réservoirs peu profonds, lithologiquement plus uniformes correspondant aux formations jurassiques. En effet, ces formations constituent le réservoir principal dans ce domaine (Ferré & Ruhard 1977; Ben Makhlouf 2001; Amraoui 2005; Rimi et al., 2012; Barkaoui 2014). Cette configuration thermique reflète vraisemblablement un contexte géologique et hydrogéologique distinct de celui du MFSO, caractérisé par une plus grande stabilité et uniformité des conditions de réservoir.

En conclusion, bien que les deux systèmes hydrothermaux montrent un important potentiel géothermique, le système MFSO se démarque par des températures de réservoirs estimées significativement plus élevées, indiquant probablement un contexte géologique et hydrogéologique plus favorable à l'exploitation géothermique à haute température.

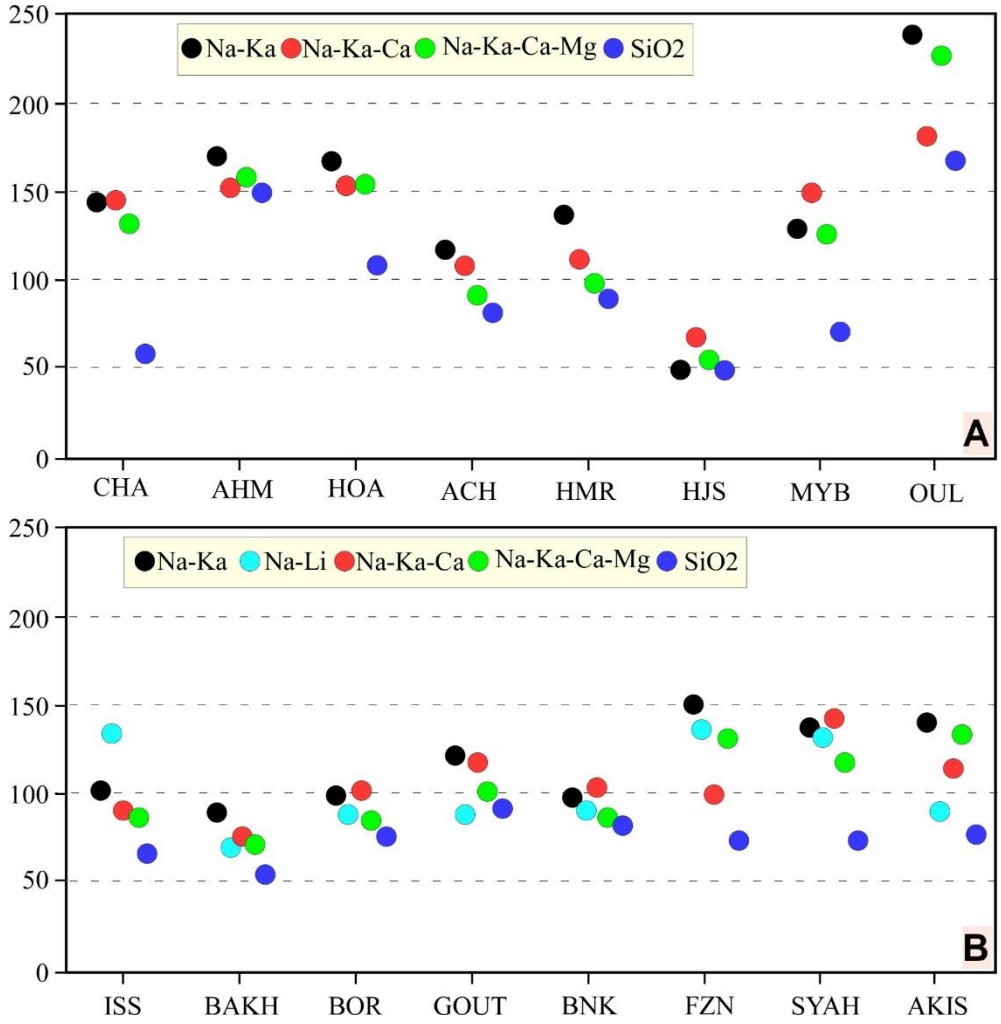

Figure 80 : Diagramme montrant les températures d'équilibre estimées par les différents géothermomètres chimiques, (A) pour le système hydrothermal de MFSO et (B) pour celui du Moyen Atlas.

III-7- Les isotopes

Les compositions isotopiques des eaux thermales échantillonnées le long du MFSO et celles du MA, varient de -9,08 à -5,2‰ V-SMOW pour le $\delta^{18}O$ et de -58,8 à -30,1‰ V-SMOW pour le $\delta^{2}H$ (Tableau.2 et 6). Cependant, les eaux du Moyen Atlas présentent des signatures isotopiques plus appauvries que celles du MFSO.

Sur le diagramme $\delta^{18}O$ vs $\delta^{2}H$ (Fig. 81A et B), ces eaux s'alignent parfaitement le long des lignes représentatives des eaux météoriques mondiales **GMWL** (Craig 1961) et locales **MMWL** (Raibi et al., 2006, Bouchaou et al.2017), à l'exception de la source de **MYB** qui affiche un léger déplacement positif en $\delta^{18}O$. Cette déviation isotopique de **MYB** pourrait être attribuée soit à l'évaporation lors de l'infiltration dans la zone de recharge (Sabri et al., 2019), soit à l'apport d'eau saline isotopiquement lourde résultant de la dissolution partielle de gypse (Ntarmouchant et al., 2024). Cette dernière hypothèse serait plus plausible puisque la décharge

de cette source est située à la base d'un front de chevauchement scellé par des formations triasiques riches en évaporites.

Pour l'ensemble de ces eaux thermales, les signatures isotopiques témoignent de l'origine météorique de ces eaux. Leurs positions entre les lignes des précipitations météoriques locale et mondiale attestent que ces eaux n'ont pas été soumises à une évaporation superficielle et que l'interaction eau-roche n'a pas modifié la composition isotopique stable.

L'estimation et l'identification respectives des altitudes et les emplacements des zones de recharge des eaux thermales de ces deux zones, ont été élaborées grâce aux données isotopiques. L'analyse révèle que ces zones seraient localisées au niveau des reliefs dépassant 1000 m dans le Rif et 2000 m dans le Moyen Atlas (Fig. 81C et D). Cette différence d'altitude explique les valeurs isotopiques plus faibles observées dans les eaux du Moyen Atlas par rapport à celles du MFSO. Les eaux du Moyen Atlas, rechargées à plus haute altitude, reflètent ainsi un climat plus froid lors de leur infiltration, ce qui se traduit par une signature isotopique appauvrie.

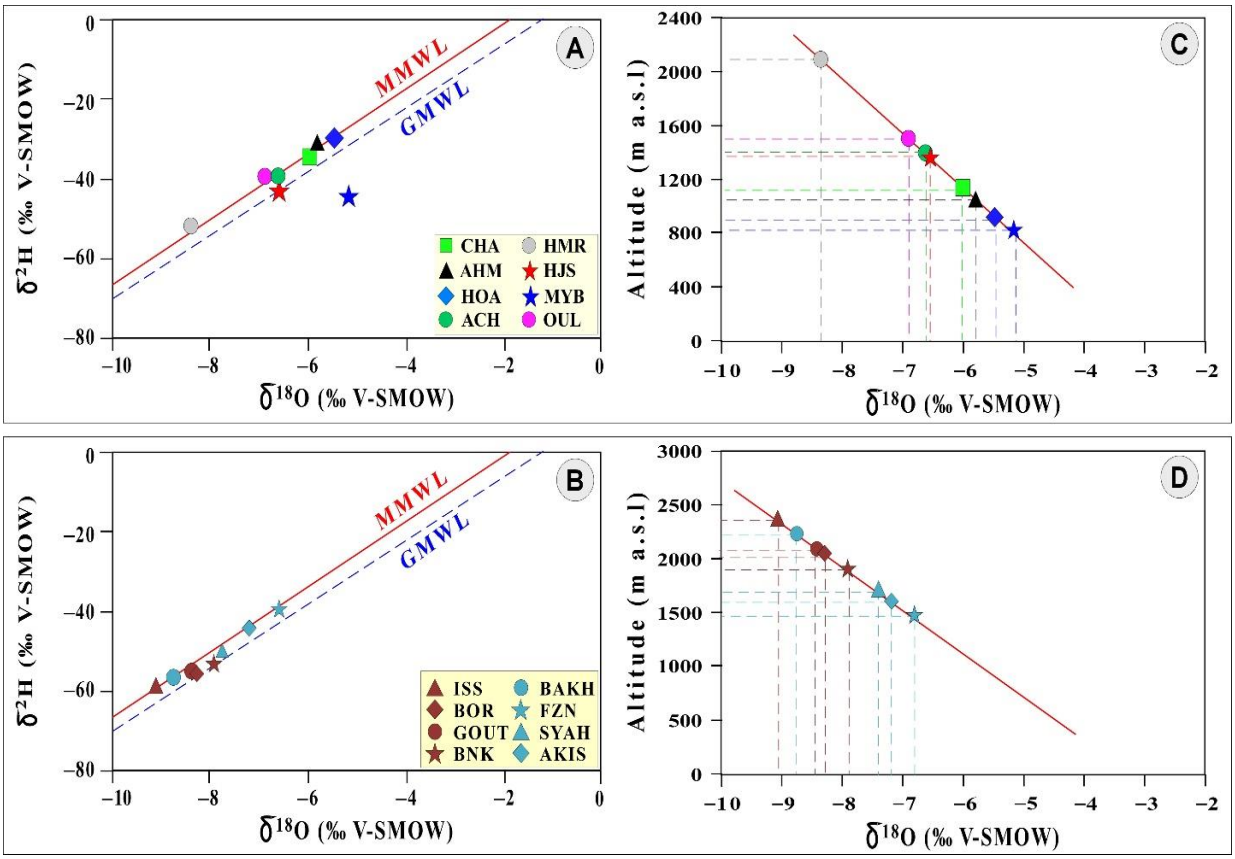

Figure 81: Diagramme A et B : $\delta^{18}O$ vs $\delta\ ^{2}H$ isotopiques des eaux chaudes de MFSO et MA comparées avec la ligne météorique mondiale et locale (GMWL, MMWL).C et D : Altitude de recharge vs $\delta^{18}O$.

IV- Conclusion

L'étude comparative approfondie des systèmes hydrothermaux associés à l'accident majeur de Mellilia-Fès-Smaala-Oulmès (MFSO) et aux structures majeures du Moyen Atlas a permis de mettre la lumière sur leurs caractéristiques similaires et leurs différences significatives.

Les deux systèmes partagent des caractéristiques structurales communes, notamment une orientation NE-SW et un régime tectonique complexe combinant compression et cisaillement. Cela suggère une histoire géodynamique régionale partagée, malgré leurs contextes géologiques distincts. Cependant, des différences notables ont été observées :

- Les eaux du MFSO qui généralement plus minéralisées et enrichies en éléments traces, probablement en raison d'un parcours souterrain plus long à travers des lithologies variées.
- Les températures des réservoirs estimées sont plus élevées dans le système MFSO, indiquant un potentiel géothermique supérieur, lié à un enracinement plus profond de cette structure.
- Les signatures isotopiques révèlent des zones de recharge à des altitudes différentes : au-delà de 1000 m pour le MFSO et de 2000 m pour le Moyen Atlas.
- Le système MFSO présente une plus grande diversité géologique et une complexité structurale plus marquée, notamment dans la région rifaine.

Ces différences reflètent des contextes géologiques et hydrogéologiques distincts, influençant les caractéristiques physico-chimiques et isotopiques des eaux thermales. Malgré ces différences, les deux systèmes montrent des processus d'interaction eau-roche comparables, comme en témoignent les similitudes dans les faciès hydrochimiques et les spectres d'éléments traces.

Cette étude souligne l'importance des structures tectoniques majeures dans le contrôle de la circulation des fluides hydrothermaux et met en évidence le potentiel géothermique significatif de ces deux régions, avec un avantage notable pour le système MFSO en termes de températures estimées.

Ces résultats contribuent à une meilleure compréhension de la géodynamique et du potentiel géothermique du Maroc septentrional, ouvrant des perspectives pour de futures applications énergétiques. Ils soulignent également l'intérêt d'approfondir les recherches sur ces systèmes

hydrothermaux, notamment par des études géophysiques et des forages d'exploration, pour mieux caractériser leur potentiel et optimiser leur exploitation future.

Chapitre VI : Conclusion générale et perspectives

I- Conclusion générale

Au terme de ce travail multidisciplinaire portant sur les sources thermo-minérales du Maroc septentrional, en particulier celles liées à l'accident majeur MFSO et aux structures majeurs du Moyen Atlas (ANMA, ACMA et ASMA), les principaux résultats obtenus peuvent être synthétisés comme suit :

- Les systèmes hydrothermaux étudiés sont étroitement liés à des structures tectoniques actives qui jouent un rôle déterminant dans leur contexte de mise en place et leur mode de fonctionnement. En effet, ces structures correspondent à des réseaux de fractures qui favorisent l'infiltration des eaux de surface, facilitent leur circulation en profondeur et leur transfert vers la surface. L'association intime de ces structures avec les sources thermales qui constituent des indices de thermicité de surface, leur confère un potentiel géothermique explorable et exploitable.
- Le contexte géologique et lithologique de ces systèmes hydrothermaux est caractérisé par une diversité importante et complexe. Il englobe une vaste gamme de formations d'âges allant du Paléozoïque jusqu'au Quaternaire, comprenant des terrains cristallins, des roches carbonatées, des dépôts argilo-marneux, ainsi que des gisements magmatiques plutoniques et volcaniques. Cette diversité influence significativement les compositions géochimiques, isotopiques et minéralogiques des fluides hydrothermaux de ces systèmes.
- L'investigation structurale approfondie le long de ces deux systèmes hydrothermaux (MFSO et MA) a permis d'associer le contexte de mise en place de ces émergences thermales à l'intersection des systèmes de failles orientées NE-SW qui caractérisent le Moyen Atlas et celles orientées E-W et qui constituent une structure dominante dans la zone septentrionale (Rif, Bassin de Guercif du MA). Dans les deux systèmes hydrothermaux, l'analyse des paléo-contraintes tectoniques montre que ces structures ont été façonnées par la phase majeure de l'orogenèse alpine, caractérisée par un régime compressif orienté N-S. Cette phase, résultant du rapprochement des plaques africaine et eurasienne, a joué un rôle déterminant dans l'émergence des sources thermales et dans leur mode de fonctionnement hydrodynamique à l'échelle locale et régionale de ces systèmes hydrothermaux. Ces structures lithosphériques ont joué un rôle important dans la connexion entre les différents systèmes hydrothermaux et ce, indépendamment à leur appartenance aux bassins hydrogéologiques classiques

- Les résultats des données hydrogéochimiques des eaux thermales étudiées révèlent deux groupes distincts : i) des eaux fortement minéralisées affichant un faciès chloruré sodique des sources de **CHA, AHM, HOA, HJS** et **MYB**, associées à la MFSO et celle d'**ISS, BOR, GOUT** et **BNK** appartenant au MA ; ii) des eaux faiblement minéralisées montrant un faciès bicarbonaté des sources thermales **ACH, HMR** et **OUL** associées à la MFSO et celles de **BAKH, FZN, SYAH** et **AKIS** du MA. La variation du faciès chimique ainsi que le fort contraste de minéralisation observés dans ces eaux seraient en relation avec : i) l'hétérogénéité de la nature lithologique des réservoirs traversées ; ii) le la durée d'interaction eau-roche ; iii) les processus de mélange et de dilution entre les eaux thermales profondes et les eaux superficielles froides.
- Le traitement des compositions géochimiques (éléments majeurs, traces et terres rares et isotopes) de ces eaux, mettent en évidence d'intenses interactions eau-roche-gaz au sein de réservoirs de nature lithologique variée, superposées et interconnectés par les réseaux de fractures générés par les accidents majeurs. Les réservoirs identifiés comprennent le socle cristallophyllien du Paléozoïque, les formations argileuses évaporitiques et doléritiques du Trias, les carbonates du Jurassique et les dépôts marneux du Crétacé et du Miocène.
- L'application de diverses approches géothermométriques à ces fluides a permis d'estimer les conditions d'équilibre au sein des réservoirs profonds. Les résultats révèlent des températures oscillant entre 80 et 200°C, soulignant ainsi un potentiel géothermique considérable de ces systèmes hydrothermaux. Les profondeurs estimées se situent entre 1,5 et 5 km, concordant avec les profondeurs estimées pour les réservoirs du socle paléozoïque selon les différentes localités. Ces résultats, appuyés par les données de forages pétroliers et par les études géophysiques, suggèrent une circulation hydrothermale plus profonde que celle proposée par les travaux antérieurs. Ces résultats remettent en question les modèles antérieurs qui considéraient l'aquifère mésozoïque comme principal réservoir, et indiquent une extension verticale plus importante des systèmes hydrothermaux dans la région.
- Les signatures isotopiques $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ révèlent que ces eaux sont d'origine météorique et suggèrent que la zone de recharge est caractérisée par un climat très froid où les processus d'évaporation sont très limités surtout pour les sources thermales du MA. Les zones de recharge seraient localisées au niveau des reliefs dépassant 1000 m dans le Rif et 2000 m dans le Moyen Atlas.

- Les compositions géochimiques et isotopiques des gaz associés aux sources thermales du système hydrothermal surtout des eaux des sources associées à la MFSO montrent des signatures influencées par la composante mantellique. Ces résultats suggèrent un enracinement profond de cette structure tectonique lithosphérique, favorisant la contamination des fluides hydrothermaux par la diffusion des rejets gazeux émanant du manteau. Ainsi, les fluides des sources liées à cet accident captent ces volatiles dérivés du manteau en profondeur et les libèrent au niveau de leurs zones de décharge en surface. Suivant l'alignement SW-NE de ces sources associées à la MFSO, les teneurs en hélium mantellique décroissent. Cette décroissance est détectée depuis les eaux d'OUL qui sourdent dans le socle mesetien paléozoïque vers celles qui sourdent dans la partie septentrionale où émergent, au sein des formations volcaniques quaternaires, les sources de HOA et AHM. Cette diminution est contrôlée par le mélange avec des gaz issus de la couverture sédimentaire secondaire et tertiaire épaisse dans le domaine rifain, ainsi que par l'influence des gaz d'arc volcanique méditerranéen relevé dans les eaux des sources dans la zone septentrionale.

Ce travail a permis de mettre en évidence, pour la première fois, l'association intime entre les sources thermales et les structures géologiques actives ainsi que l'importance géodynamique de ces structures hôtes de ces sources. Les points suivants résument en quelques sortes les résultats de ce travail :

- Le rôle fondamental de l'accident MFSO dans l'architecture structurale ainsi que son caractère hydrodynamique régional du Maroc septentrional. La MFSO constitue un système ouvert dont la perméabilité favoriserait la diffusion de la chaleur et des gaz mantelliques et faciliterait la circulation des fluides en profondeur et leur transfert vers la surface. Son comportement asismique est lié à la pression des fluides et à la précipitation des minéraux argileux hydrothermaux secondaires, réduisant les frottements le long de cette faille.
- L'existence des systèmes magmatiques (volcaniques)-hydrothermaux profonds sous les corridors aménagés par l'ANMA et l'ASMA dans le Moyen Atlas où l'interaction eau-roches magmatiques est fortement pressentie par les compositions chimiques des eaux thermales associées à ces deux structures. La présence des xénolithes de roches mafiques, ultramafiques et mantelliques au sein des produits volcaniques plio-quaternaires est une preuve tangible de l'existence de ces roches magmatiques en profondeur.

- L'anomalie thermique à l'origine du réchauffement de ces systèmes hydrothermaux serait liée à un amincissement crustal, causé par deux facteurs principaux : i) Au SW, l'anomalie serait en relation avec le flux de chaleur généré par le panache mantélique de la MHL (Moroccan Hot Line). Ce panache constituerait une source de chaleur migratoire suivant une direction SW-NE, s'étendant des îles Canaries au SW jusqu'au nord du Rif oriental (Duggen et al., 2009). ii) Au nord, l'anomalie thermique résulterait d'une combinaison de flux de chaleur horizontaux issus du panache MHL et de flux verticaux provenant du détachement du slab sous le Rif oriental et la mer d'Alboran (Bonnin et al., 2014). En effet, les structures tectoniques majeures actives auxquelles sont associées les sources thermales, favoriseraient la diffusion et le transfert du flux de chaleur vers la surface.

II- Les perspectives

Pour approfondir la compréhension de ces systèmes hydrothermaux complexes et pour mieux évaluer leur potentiel géothermique, plusieurs travaux de recherche complémentaires peuvent être envisagés :

- L'extension de ces investigations aux systèmes hydrothermaux du Maroc méridional, notamment dans le Haut Atlas et l'Anti-Atlas, permettrait d'élaborer une carte globale visualisant le potentiel géothermique national.
- Des études géophysiques de tomographie sismique, de magnétisme et de gravimétrie, permettraient de mieux caractériser la structure profonde des systèmes hydrothermaux. Il en résulterait une modélisation en 3D montrant la géométrie des réservoirs profonds permettant de mieux visualiser la circulation des fluides en profondeur.
- L'analyse d'images satellitaires multi-spectrales et radar permettrait d'identifier, à différentes échelles, les zones d'altération hydrothermale, les anomalies thermiques de surface ainsi que les linéaments structuraux qui n'affleurent pas à la surface. L'approche cartographique par télédétection des manifestations thermiques de surface constituerait un guide pour les futures campagnes d'exploration.
- La réalisation des analyses isotopiques du soufre ($^{34}S/^{32}S$.) et du strontium ($^{87}Sr/^{86}Sr$) des eaux thermales et de leurs roches hôtes permettent d'identifier la nature lithologique des roches réservoirs, d'évaluer l'importance des éventuels processus de mélange et de mieux décrire les signatures des processus d'interaction eau-roche. L'application de ces isotopes

qui demeurent de bon traceur hydrogéochimique peut contribuer à identifier l'impact des fluides volcaniques dans ces systèmes hydrothermaux. De même, l'utilisation des gaz nobles (He, Ne, Ar, Kr, Xe...) et de leurs isotopes dans les émissions gazeuses associées aux sources thermales apporterait des informations importantes sur l'origine profonde des fluides.

- Les analyses géochimiques, isotopiques et minéralogiques des boues précipitées au niveau des exutoires des sources thermales permettent de reconstituer les processus d'interaction eau-roche ainsi que les paléo-températures et les conditions paléo-environnementales.
- Les datations isotopiques (^{14}C des carbonates dissous, U-Th des travertins et K-Ar des minéraux d'altération), apporteraient des informations importantes sur l'âge et l'évolution temporelle des systèmes hydrothermaux. Ces méthodes permettraient de retracer l'histoire thermique des systèmes, d'estimer leur durée de vie et potentiellement de prédire leur évolution future.
- La réalisation des forages profonds ciblés, guidés par les résultats des études géologiques, géophysiques et géochimiques, permettrait d'accéder directement aux réservoirs géothermiques pour une exploitation ciblée de l'énergie thermique. Ces forages fourniraient des informations cruciales sur les températures en profondeur, la perméabilité des formations et la composition des fluides, validant ou affinant les modèles conceptuels développés.
- L'étude socio-économique évaluerait la faisabilité et l'impact du développement géothermique au Maroc. Elle analyserait le marché énergétique, les retombées économiques, le cadre réglementaire et les impacts environnementaux. Cette approche globale guiderait les décideurs et les investisseurs vers un développement durable de la géothermie, aligné sur les objectifs de transition énergétique et les enjeux socio-économiques du pays.

Notons que plusieurs points de ces perspectives sont en train d'être examinés par notre équipe de recherche au sein du laboratoire GERA, en collaboration avec d'autres laboratoires nationaux comme le laboratoire GGG de l'Université Moulay Ismail de Meknès et le laboratoire LBCVRN de l'Université Sidi Mohamed Ben Abdellah. Des collaborations ont également été établies avec des partenaires internationaux tels que le DG-FCUL de l'Université de Lisbonne et la GeoBioTec Research Unit de l'Université d'Aveiro.

En conclusion, ces approches multidisciplinaires permettraient d'affiner notre compréhension des systèmes hydrothermaux du Maroc, d'évaluer plus précisément leur potentiel géothermique et de guider leur exploitation durable. Cette recherche approfondie contribuerait non seulement à l'état d'avancement des connaissances scientifiques sur les systèmes hydrothermaux, mais aussi à l'utilisation des énergies renouvelables au Maroc qui est en accord avec les objectifs de transition énergétique du pays.

Références bibliographiques

Achalhi, Mohamed. (2016). Chronostratigraphie et sédimentologie des bassins néogènes de Boudinar et d'Arbaa Taourirt (Rif oriental, Maroc) (Doctoral dissertation, Université Mohammed Premier, Faculté des sciences Oujda (Maroc)).

Aichholzer, C., Ph. Duringer, S. Orciani, et A. Genter. « New Stratigraphic Interpretation of the Soultz-Sous-Forêts 30-Year-Old Geothermal Wells Calibrated on the Recent One from Rittershoffen (Upper Rhine Graben, France) ». Geothermal Energy 4, nº 1 (décembre 2016): 13. https://doi.org/10.1186/s40517-016-0055-7.

Ait Brahim, L, P Chotin, S Hinaj, A Abdelouafi, A El Adraoui, C Nakcha, D Dhont, et al. « Paleostress Evolution in the Moroccan African Margin from Triassic to Present ». Tectonophysics 357, nº 1‑4 (novembre 2002): 187‑205. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00368-2.

Agard, J. (1950). Sur l'âge et le mode de gisement des aïounites et mestigmérites du Maroc oriental. Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, 76, 189-196.

Ajaji, T.; Weis, D.; Giret, A.; Bouabdellah, M. Coeval potassic and sodic calc-alkaline series in the post-collisional Hercynian Tanncherfi intrusive complex, northeastern Morocco: Geochemical, isotopic and geochronological evidence. *Lithos* 1998, *45*, 371–393. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00040-1.

Alçiçek, Hülya, Ali Bülbül, et Mehmet Cihat Alçiçek. « Hydrogeochemistry of the Thermal Waters from the Yenice Geothermal Field (Denizli Basin, Southwestern Anatolia, Turkey) ». Journal of Volcanology and Geothermal Research 309 (janvier 2016): 118-38. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.10.025.

Allard, P. The origin of hydrogen, carbon, sulfer, nitrogen and rare gases in volcanic exhalations: Evidence from isotope geochemistry. *Forecast. Volcan. Events* 1983, *16*, 337–386..

Almirudis, E., Santoyo-Gutiérrez, E.R., Guevara, M., Paz-Moreno, F., Portugal, E., 2018. Chemical and isotopic signatures of hot springs from east-central Sonora State, Mexico: a new prospection survey of promissory low-to-medium temperature geothermal systems, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas 35, 2, 116 - 1141. https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2018.2.397

Alpert, L.A., Miller, M.S., Becker, T.W., Allam, A.A., 2013. Structure beneath the Alboran from Geodynamic Flow Models and Seismic Anisotropy. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 118, 8, 4265 - 4277. https://doi.org/10.1002/jgrb.50309

Amraoui, Fouad. (2005). Contribution à la connaissance des aquifères karstiques: Cas du Lias de la plaine du Saïs et du Causse Moyen Atlasique tabulaire (Maroc). Doctorat d'etat, Université Hassan II, Casablanca.

Andersen, Christine, Lars Rüpke, Jörg Hasenclever, Ingo Grevemeyer, et Sven Petersen. « Fault Geometry and Permeability Contrast Control Vent Temperatures at the Logatchev 1 Hydrothermal Field, Mid-Atlantic Ridge ». Geology 43, nº 1 (janvier 2015): 51‑54. https://doi.org/10.1130/G36113.1.

Andrieux, J., 1971. La structure du Rif central: étude des relations entre la tectonique de compression et les nappes de glissement dans un tronçon de la chaîne alpine, 235. Editions du Service géologique du Maroc Rabat, Maroc.

Apollaro, C.; Marini, L.; Critelli, T.; Barca, D.; Bloise, A.; De Rosa, R.; Liberi, F.; Miriello, D. Investigation of rock-to-water release and fate of major, minor, and trace elements in the metabasalt–serpentinite shallow aquifer of Mt. Reventino (CZ, Italy) by reaction path modelling. *Appl. Geochem.* 2011, *26*, 1722–1740. https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2011.04.028.

Ármannsson, H.; Benjamínsson, J.; Jeffrey, A.W.A. Gas changes in the Krafla geothermal system, Iceland. *Water-Rock Interact.* 1989, *76*, 175–196. https://doi.org/10.1016/0009-2541(89)90089-2.

Arnórsson, Stefán, Einar Gunnlaugsson, et Hördur Svavarsson. « The Chemistry of Geothermal Waters in Iceland. III. Chemical Geothermometry in Geothermal Investigations ». Geochimica et Cosmochimica Acta 47, nº 3 (mars 1983): 567‑77. https://doi.org/10.1016/0016-7037(83)90278-8.

Arnórsson, S., 2000. Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use. International Atomic Energy Agency, 109 – 111.

Asebriy, L., J. Bourgois, T.E. Cherkaoui, et A. Azdimousa. « Evolution tectonique récente de la zone de faille du Nékor: importance paléogéographique et structurale dans le Rif externe, Maroc ». Journal of African Earth Sciences (and the Middle East) 17, nº 1 (juillet 1993): 65‑74. https://doi.org/10.1016/0899-5362(93)90023-J.

Aydin, H., Karakuş, H., Mutlu, H., 2020. Hydrogeochemistry of Geothermal Waters in Eastern Turkey: Geochemical and Isotopic Constraints on Water-Rock Interaction. Journal of Volcanology and Geothermal Research 390, 106708. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.106708

Azdimousa, A. « La géologie des bordures méridionales de la mer d'Alboran des Temsamane jusqu'au cap des Trois Fourches (Rif oriental, Maroc) ». Master's thesis, Oujda University, Morocco, 1991.

Azdimousa, A., Poupeau, G., Rezqi, H., Asebry, L., Bourgois, J. and Ait Brahim, L., 2006. Géodynamique des bordures méridionales de la mer d'Alboran ; application de la stratigraphie séquentielle dans le bassin néogène de Boudinar (Rif oriental, Maroc). Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat 28, 9–18.

Azdimousa, A., Jabaloy, A., Asebriy, L., Booth-Rea, G., González-Lodeiro, F., Bourgois, J., 2007. Lithostratigraphy and structure of the Temsamane unit (eastern external Rif, Morocco). Revista de la Sociedad Geológica de España 20, 3 – 4, 187 - 200.

Azdimousa, A., Jabaloy-Sánchez, A., Talavera, C., Asebriy, L., González-Lodeiro, F., Evans, N.J., 2019. Detrital Zircon U-Pb Ages in the Rif Belt (Northern Morocco): Paleogeographic Implications. Gondwana Research 70, 133 – 150. https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.12.008

Baillieux, Paul, Eva Schill, Yassine Abdelfettah, et Chrystel Dezayes. « Possible Natural Fluid Pathways from Gravity Pseudo-Tomography in the Geothermal Fields of Northern Alsace (Upper Rhine Graben) ». Geothermal Energy 2, nº 1 (décembre 2014): 16. https://doi.org/10.1186/s40517-014-0016-y.

Barbier, E. Geothermal energy technology and current status: An overview. *Renew. Sustain. Energy Rev.* 2002, *6*, 3–65. https://doi.org/10.1016/S1364-0321(02)00002-3.

Barkaoui, A. E. La Province géothermique du Maroc Nord Oriental Hydrogéochimie, Modélisation analytique, Paléoclimat, SIG et valorisation énegétique. 2015. Thèse de doctorat. Ph. D. dissertation Univ. Mohamed I, Oujda Morocco.

Barkaoui, A. E., Zarhloule, Y., Rimi, A., Verdoya, M., Bouri, S., 2014. Hydrogeochemical Investigations of Thermal Waters in the Northeastern Part of Morocco. Environmental Earth Sciences 71, 4, 1767 - 1780. https://doi.org/10.1007/s12665-013-2582-x

Barkaoui, A.E.; Zarhloule, Y.; Verdoya, M.; Pasquale, V.; Lahrach, H. Progress in understanding the geothermal sedimentary basins in northeastern Morocco. *J. Afr. Earth Sci.* 2014, *97*, 1–8. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.04.036.

Baudin, T, Chevremont, P., Razin, Ph., Thiéblemont, D., Rachdi, H., Roger, J., Benhaourch, R., Winckel, A., 2001. Carte Géologique du Maroc au 1:50,000 Feuille d'Oulmès-Mémoire Explicatif. Notes Mém. Serv. Géol. Maroc 410, 1 – 77.

Bauchau C, Jouravsky G, Pouit, Snoep JP (1966) Géologie des gîtes et indices de manganèse dans le pays des Horsts (Maroc oriental). Notes et Mém Serv Géol Maroc 198(27):77–111

Beauchamps, Gildas. « Caractérisation d'un paléo-système géothermal de haute température exhumé, par étude des minéraux argileux et géothermométrie sur quartz et chlorite (Terre-de-Haut, archipel des Saintes, Guadeloupe) », 2019.

Belfoul, A., J. Oubbih, Y. Cailleux, et A. Bennani. « Les écaillages hercyniens de la région de Moulay Bou Azza (Meseta marocaine septentrionale) ». Journées géologiques. Ministère de l'Energie et des Mines. Rabat. Maroc, 1988.

Benmakhlouf, M., 2001. Sources Thermales Du Maroc: Relation Entre Le Thermalisme et La Tectonique. ». Thèse d'Etat, Univ. Mohammed V-Agdal, Fac. Sci. Rabat, 334 p. 2001. https://doi.org/10.13140/2.1.2271.5686

Benzaggagh, M., 2019. Stratigraphy and Toarcian Marine Fauna (Ammonites and Brachiopods) of the South Rifian Ridges, Northern Morocco. Preprint. PeerJ Preprints. https://doi.org/10.7287/peerj.preprints.28003v1

Benzaggagh, M., Mokhtari A., Rossi P., Michard A., El Maz A., Chalouan A., Saddiqi O., Rjimati, E.-C., 2014. Oceanic Units in the Core of the External Rif (Morocco): Intramargin Hiatus or South-Tethyan Remnants? Journal of Geodynamics 77, 4 - 21. https://doi.org/10.1016/j.jog.2013.10.003

Benzaquen, Mohamed (1965). Etude stratigraphique préliminaire des formations du bassin de Guercif. Service Carte Géologique du Maroc Rapport inédit Bur. Bass. Sédim. (1965), p. 74p

Ben Bouziane, Abdelmajid, (1984). Stratigraphie et sedimentologie du lias et du dogger inferieur du bassin de guercif «Liassic and Early Dogger Stratigraphy and Sedimentology of the Guercif Basin». Ph.D thesis, Université Claude Bernard Lyon-1, Lyon, France. https://hal.science/tel-01120515/

Berger, G., Schott J., Guy C., 1988. Behavior of Li, Rb and Cs during Basalt Glass and Olivine Dissolution and Chlorite, Smectite and Zeolite Precipitation from Seawater: Experimental Investigations and Modelization between 50° and 300°. Chemical Geology 71, 4, 297 - 312. https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90056-3

Bernini, M.; Boccaletti, M.; Gelati, R.; Moratti, G.; Papani, G.; Mokhtari, J.E. Tectonics and Sedimentation In The Taza-Guercif Basin, Northern Morocco: Implications For The

Neogene Evolution Of The Rif-Middle Atlas Orogenic System. *J. Pet. Geol.* 1999, *22*, 115–128. https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.1999.tb00462.x.

Bernini, M.; Boccaletti, M.; Moratti, G.; Papani, G. Structural development of the Taza-Guercif Basin as a constraint for the Middle Atlas Shear Zone tectonic evolution. *Mar. Pet. Geol.* 2000, *17*, 391–408. https://doi.org/10.1016/S0264-8172(99)00042-2.

Bezada, M. J., Humphreys, E. D., Davila, J.M., Carbonell, R., Harnafi, M., Palomeras, I., Levander, A., 2014. Piecewise Delamination of Moroccan Lithosphere from beneath the Atlas Mountains. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 15, 4 975 - 85. https://doi.org/10.1002/2013GC005059

Blavoux, Bernard. « La formation des gisements d'eau minérale ». structure 3 (1998): 000.

Boden, David R. Geologic Fundamentals of Geothermal Energy. 0 éd. CRC Press, 2016. https://doi.org/10.1201/9781315371436.

Boles, J. R., Garven, G., Camacho, H., Lupton, J.E., 2015. Mantle Helium along the Newport-Inglewood Fault Zone, Los Angeles Basin, California: A Leaking Paleo-Subduction Zone. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 16, 7, 2364 - 2381. https://doi.org/10.1002/2015GC005951

Bonnin, M., Nolet, G., Villasenor, A., Gallart, J., Thomas, C., 2014. Multiple-Frequency Tomography of the Upper Mantle beneath the African/Iberian Collision Zone. Geophysical Journal International 198, 3, 1458 - 1473. https://doi.org/10.1093/gji/ggu214

Booth-Rea, G., Jabaloy-Sánchez, A., Azdimousa, A., Asebriy, L., Vílchez, M.V., Martínez-Martínez, J.M., 2012. Upper-Crustal Extension during Oblique Collision: The Temsamane Extensional Detachment (Eastern Rif, Morocco): The Temsamane Extensional Detachment (Eastern Rif, Morocco). Terra Nova 24, 6, 505 - 512. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2012.01089.x

Bouabdellah, M.; Castorina, F.; Bodnar, R.J.; Banks, D.; Jebrak, M.; Prochaska, W.; Lowry, D.; Klugel, A.; Hoernle, K. Petroleum Migration, Fluid Mixing, and Halokinesis as the Main Ore-Forming Processes at the Peridiapiric Jbel Tirremi Fluorite-Barite Hydrothermal Deposit, Northeastern Morocco. *Econ. Geol.* 2014, *109*, 1223–1256. https://doi.org/10.2113/econgeo.109.5.1223.

Bouabdellah, Mohammed, Wissale Boukirou, Adriana Potra, Erik Melchiorre, Hassan Bouzahzah, Johan Yans, Khadra Zaid, et al. « Origin of the Moroccan Touissit-Bou Beker and Jbel Bou Dahar Supergene Non-Sulfide Biomineralization and Its Relevance to Microbiological Activity, Late Miocene Uplift and Climate Changes ». Minerals 11, nº 4 (11 avril 2021): 401. https://doi.org/10.3390/min11040401.

Bouabdelli, M., Piqué, A., 1996. Du bassin sur décrochement au bassin d'avant-pays: Dynamique du bassin d'Azrou-Khénifra (Maroc hercynien central). Journal of African Earth Sciences 23, 2, 213 - 224. https://doi.org/10.1016/S0899-5362(96)00063-2

Bouchaou, L., Warner, N.R., Tagma, T., Hssaisoune M., Vengosh, A., 2017. The Origin of Geothermal Waters in Morocco: Multiple Isotope Tracers for Delineating Sources of Water-Rock Interactions. Applied Geochemistry 84, 244 - 253. https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2017.07.004

Beauchamp, Weldon, Richard W. Allmendinger, Muawia Barazangi, Ahmed Demnati, Mohamed El Alji, et Mohammed Dahmani. « Inversion Tectonics and the Evolution of

the High Atlas Mountains, Morocco, Based on a Geological-geophysical Transect ». Tectonics 18, no 2 (avril 1999): 163-84. https://doi.org/10.1029/1998TC900015.

Boufkri, H.; El Azzab, D.; Miftah, A.; Mohammed, C. Identifications and geodynamic implications of magnetic structures of the Oujda-Debdou-Guercif zone (North-Eastern of Morocco): Analysis and processing of aeromagnetic data. *Arab. J. Geosci.* 2021, *14*, 2241. https://doi.org/10.1007/s12517-021-08592-0.

Boutaleb, M., 1988. Reconstitution de l'évolution tectonométamorphique, magmatique et hydrothermale du district stanno-wolframifère de Walmès (Maroc central). Implications métallogéniques. Implications métallogéniques. PhD Thesis, INPL - Associations à Vandoeuvre les Nancy.

Bosch, Delphine, René C. Maury, M'hammed El Azzouzi, Claire Bollinger, Hervé Bellon, et Patrick Verdoux. « Lithospheric Origin for Neogene–Quaternary Middle Atlas Lavas (Morocco): Clues from Trace Elements and Sr–Nd–Pb–Hf Isotopes ». Lithos 205 (septembre 2014): 247‑65. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.07.009.

Bräuer, K., Kämpf, H., Niedermann, S., Strauch, G., Tesař, J., 2008. Natural Laboratory NW Bohemia: Comprehensive Fluid Studies between 1992 and 2005 Used to Trace Geodynamic Processes. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 9, 4 https://doi.org/10.1029/2007GC001921

Capasso, G., Inguaggiato, S., 1998. A Simple Method for the Determination of Dissolved Gases in Natural Waters. An Application to Thermal Waters from Vulcano Island. Applied Geochemistry 13, 5, 631 - 642. https://doi.org/10.1016/S0883-2927(97)00109-1

Carpenter, Alden B. (1978). Origin and chemical evolution of brines in sedimentary basins. In SPE Annual Technical Conference and Exhibition? (pp. SPE-7504). SPE.

Castany, Gilbert. « Traité pratique des eaux souterraines ». (No Title), 1967. https://cir.nii.ac.jp/crid/1130282271010674176.

Cattaneo, G. (1980). Sedimentation carbonatee liasique, chronologie et interpretation des evenements tectoniques cenozoiques dans les Beni Snassen orientaux (Maroc nord-oriental); rapport avec les regions voisines d'Algerie occidentale. Bulletin de la Société Géologique de France, 7(2), 185-191.

Chalouan, A., Gil, A.J., Galindo-Zaldívar, J., Ahmamou, M'F., Ruano, P., Lacy, M.C., Ruiz-Armenteros, A.M., Benmakhlouf, M., Riguzzi, F., 2014. Active Faulting in the Frontal Rif Cordillera (Fes Region, Morocco): Constraints from GPS Data. Journal of Geodynamics 77, 110 - 122. https://doi.org/10.1016/j.jog.2014.01.002

Chalouan, A., Michard, A., El Kadiri, Kh., Negro, F., Frizon de Lamotte, D., Soto, J.I., Saddiqi, O., 2008. The Rif Belt. In Continental Evolution: The Geology of Morocco, édité par André Michard, Omar Saddiqi, Ahmed Chalouan, et Dominique Frizon de Lamotte, 116: 203 - 302. Lecture Notes in Earth Sciences. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-540-77076-3_5

Charlot, R, G Choubert, A Faure-Muret, et Ch Hamel. (1964). « Age des aıounites du Maroc Nord-Oriental ». Comptes Rendus Sommaire de la Société Géologique de France 9 (1964): 401-2.

Charroud, M. « Evolution géodynamique de la partie Sud-Ouest du Moyen Atlas durant le passage Jurassique-Crétacé, le Crétacé et le Paléogène: un exemple d'évolution

intraplaque ». Unpublished Thesis (Thèse 3ème cycle). Mohamed V University, Rabat, Morocco 234 (1990).

Charroud, M. Evolution Géodynamique Des Hauts Plateaux (Maroc) et de Leurs Bordures Du Mesozoique Au Cénozoique «Geodynamic Evolution of the High Plateaux (Morocco) and Their Boundaries from Mesozoic to Cenozoic». Ph.D thesis, Univ. Sidi Mohamed Ben Abdellah, Fès, Morocco, 2002; p. 314.

Charrière, André. « Héritage hercynien et évolution géodynamique alpine d'une chaîne intracontinentale: Le Moyen-Atlas au SE de Fes (Maroc) ». PhD Thesis, Toulouse, 1990. https://www.ccdz.cerist.dz/admin/notice.php?id=135232.

Chiozzi, Paolo, Alae-Eddine Barkaoui, Abdelkrim Rimi, Massimo Verdoya, et Yassine Zarhloule. « A Review of Surface Heat-Flow Data of the Northern Middle Atlas (Morocco) ». Journal of Geodynamics 112 (décembre 2017): 58‑71. https://doi.org/10.1016/j.jog.2017.10.003.

Choubert, G., M. Diouri, et A. Faure-Muret. « Mesures géochronologiques récentes par la méthode Ar40/K40 au Maroc ». Notes et Mémoires du Service Géologique (Rabat) 24, nº 183 (1965): 53‑62.

Cidu, R., Bahaj, S., 2000. Geochemistry of Thermal Waters from Morocco. Geothermics 29, 3, 407 - 430. https://doi.org/10.1016/S0375-6505(00)00007-9

Cole, C.S., James, R.H., Connelly, D.P., Hathorne, E.C., 2014. Rare Earth Elements as Indicators of Hydrothermal Processes within the East Scotia Subduction Zone System. Geochimica et Cosmochimica Acta 140, 20 - 38. https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.05.018

Colletta, B. (1977). Evolution néotectonique de la partie méridionale du bassin de Guercif (Maroc oriental). Thèse de doctorat. Université Scientifique et Médicale de Grenoble.

Craig, H., 1961. Isotopic Variations in Meteoric Waters. Science 133, 3465, 1702-1703. https://doi.org/10.1126/science.133.3465.1702

D'amore, F., Scandiffio, G., Panichi C., 1983. Some Observations on the Chemical Classification of Ground Waters. Geothermics 12, 2 – 3, 141 - 148. https://doi.org/10.1016/0375-6505(83)90024-X

Darge, Yosef Mengistu, Binyam Tesfaw Hailu, Ameha Atnafu Muluneh, et Tesfaye Kidane. « Detection of Geothermal Anomalies Using Landsat 8 TIRS Data in Tulu Moye Geothermal Prospect, Main Ethiopian Rift ». International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation 74 (février 2019): 16‑26. https://doi.org/10.1016/j.jag.2018.08.027.

Darraz, C., Leblanc, D., 1989. Interprétation du massif paléozoïque du Khebaba (Rif oriental, Maroc) comme extrusion d'un lambeau de la nappe externe des Senhadja. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 308, 1, 71 - 74.

De Lis Mancilla, F., Stich, D., Morales, J., Julià, J., Diaz, J., Pazos, A., Córdoba, D. Pulgar, J.A., Ibarra, P., Harnafi, M., Gonzalez-Lodeiro, F., 2012. Crustal Thickness Variations in Northern Morocco: CRUSTAL THICKNESS IN NORTHERN MOROCCO. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 117, B2. https://doi.org/10.1029/2011JB008608

Diot, H., 1989. Mise en place des granitoïdes hercyniens de la Meseta marocaine, Étude structurale des massifs de Sebt de Brikine (Rehamna), de Zaër et d'Oulmès (Massif

Central) et d'Aouli-Boumia (Haute Moulouya). Implications géodynamiques. Tectonique. Université Paul Sabatier - ToulouseII

Diot, H., Bouchez, J. L., Boutaleb, M., Macaudiere, J., 1987. Le Granite d'Oulmes (Maroc Central) ; Structure de l'etat Magmatique a l'etat Solide et Modele de Mise En Place. Bulletin de La Société Géologique de France III, 1, 157 - 168. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.III.1.157

Doğan, T., Sumino, H., Nagao, K., Notsu, K., Tuncer, M.K., Çelik, C., 2009. Adjacent Releases of Mantle Helium and Soil CO_2 from Active Faults: Observations from the Marmara Region of the North Anatolian Fault Zone, Turkey. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 10, 11 https://doi.org/10.1029/2009GC002745

Duggen, S., Hoernle, K.A., Hauff, F., Klügel, A., Bouabdellah, M., Thirlwall, M.F., 2009. Flow of Canary Mantle Plume Material through a Subcontinental Lithospheric Corridor beneath Africa to the Mediterranean. Geology 37, 3, 283 - 286. https://doi.org/10.1130/G25426A.1

Duparc, L. (1925). Sur quelques roches filoniennes curieuses des environs de Mestigmer (Maroc). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 152, 1764-1766.

Durand-Delga, M., 1980. Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. Georogie des chaines alpines issues de la Tethys, 67 - 85.

Durov, S. Natural waters and graphic representation of their composition. *Dokl. Akad. Nauk. SSSR* 1988, *59*, 87–90.

Duwiquet, Hugo, Laurent Arbaret, Laurent Guillou-Frottier, Michael J. Heap, et Mathieu Bellanger. « On the Geothermal Potential of Crustal Fault Zones: A Case Study from the Pontgibaud Area (French Massif Central, France) ». Geothermal Energy 7, nº 1 (décembre 2019): 33. https://doi.org/10.1186/s40517-019-0150-7.

Dzikowski, Marc, Jean Yves Josnin, et Nicolas Roche. « Thermal Influence of an Alpine Deep Hydrothermal Fault on the Surrounding Rocks ». Groundwater 54, nº 1 (janvier 2016): 55‑65. https://doi.org/10.1111/gwat.12313.

El Azzouzi, M'hammed, René C. Maury, Hervé Bellon, Nasrrddine Youbi, Joseph Cotten, et Fatima Kharbouch. « Petrology and K-Ar Chronology of the Neogene-Quaternary Middle Atlas Basaltic Province, Morocco ». Bulletin de La Société Géologique de France 181, nº 3 (1 mai 2010): 243‑57. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.3.243.

El Bakkali, S., Bourdier, J.-L., Gourgaud, A., 1998. Caractérisation et stratigraphie de dépôts volcanoclastiques marqueurs dans le Miocène supérieur du bassin de Melilla-bas Kert (Rif oriental, Maroc). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science 327, 2, 93 - 100. https://doi.org/10.1016/S1251-8050(98)80038-4

Elabouyi, M., D. Yaagoub, Y. Driouch, M. Dahire, K. Qarqori, A. Manar, A. Ntarmouchant, et al. « The Buried Variscan Granites and Associated Structures in the High Moulouya Basin from Gravity Data and Their Role during the Triassic-Liassic Extensional Tectonics (Moroccan Meseta-Atlas Domain). » Journal of African Earth Sciences 193 (septembre 2022): 104597. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2022.104597.

Elbarbary, Samah, Mohamed Abdel Zaher, Hakim Saibi, Abdel-Rahman Fowler, Dhananjay Ravat, et Hossam Marzouk. « Thermal Structure of the African Continent Based on Magnetic Data: Future Geothermal Renewable Energy Explorations in Africa ».

Renewable and Sustainable Energy Reviews 158 (avril 2022): 112088. https://doi.org/10.1016/j.rser.2022.112088.

Elbarbary, Samah, Mohamed Abdel Zaher, Hakim Saibi, Abdel-Rahman Fowler, et Kamal Saibi. « Geothermal Renewable Energy Prospects of the African Continent Using GIS ». Geothermal Energy 10, nº 1 (décembre 2022): 8. https://doi.org/10.1186/s40517-022-00219-1.

Ellero, Alessandro, Marco G. Malusà, Giuseppe Ottria, Hassan Ouanaimi, et Nikolaus Froitzheim. « Transpressional Structuring of the High Atlas Belt, Morocco ». Journal of Structural Geology 135 (juin 2020): 104021. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104021.

Ellis, A.J., et W.A.J. Mahon. « Natural Hydrothermal Systems and Experimental Hot-Water/Rock Interactions ». Geochimica et Cosmochimica Acta 28, nº 8 (août 1964): 1323‑57. https://doi.org/10.1016/0016-7037(64)90132-2.

Escosa, F.O., Leprêtre, R., Spina, V., Gimeno-Vives, O., Kergaravat, C., Mohn, G., Frizon De Lamotte, D., 2021. Polyphased Mesozoic Rifting from the Atlas to the North-West Africa Paleomargin. Earth-Science Reviews 220, 103732. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103732

Et-Touhami, M. Lithostratigraphy and depositional environments of Lower Mesozoic evaporites and associated red beds, Khemisset Basin, northwestern Morocco. *Zent. Geol. Palaontol. Teil. I* 2000, *1998*, 1193–1216.

Faugères, J.-C., 1978. Les Rides sud-rifaines: Evolution sédimentaire et structurale d'un bassin atlantico-mesogéen de la marge africaine. Thèse de Doctorat d'Etat, 2 Tomes, Université Bordeaux I.

Faulds, James, Mark Coolbaugh, Vincent Bouchot, Inga Moek, et Kerem Oguz. « Characterizing structural controls of geothermal reservoirs in the Great Basin, USA, and Western Turkey: developing successful exploration strategies in extended terranes », 11-p, 2010.

Faure-Muret, A., Choubert, G., Kerchaoui, S., Hernandez, J. and Houzay, J.P., 1996. Carte géologique au 1/50 000, Zghenghene (Rif Oriental).

Fedan, B.; Laville, E.; El Mezgueldi, A. Le Bassin Jurassique Du Moyen Atlas (Maroc); Exemple de Bassin Sur Relais de Decrochements «The Middle Atlas Jurassic Basin (Morocco); Example of a Basin on strike-slip Relay». *Bull. De La Soc. Géologique De Fr.* 1989, *12*, 1123–1136.

Feng, J.-L., Zhao, Z.-H., Chen, F., Hu, H.-P., 2014. Rare Earth Elements in Sinters from the Geothermal Waters (Hot Springs) on the Tibetan Plateau, China. Journal of Volcanology and Geothermal Research 287, 1-11. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.09.009

Fernández-Ibáñez, F., Soto, J.I., 2008. Crustal Rheology and Seismicity in the Gibraltar Arc (Western Mediterranean). Tectonics 27, 2. https://doi.org/10.1029/2007TC002192

Ferré, M., & Ruhard, J. P. (1977). Ressources en eau du Maroc, tome 3: Domaine Atlasique et Sud-Atlasique. Editions du Service Géologique du Maroc, (231).

Fiket, Ž., Rožmarić, M., Krmpotić, M., Petrinec, B., 2015. Trace and Rare Earth Element Geochemistry of Croatian Thermal Waters. International Journal of Environmental Research 9, 2.

Fournier, R.O. A Revised Equation for the Na/K Geothermometer. *Trans. Geotherm. Resour. Counc.* 1979, *3*, 221–224. ttps://cir.nii.ac.jp/crid/1570854174249891072.

Fournier, R.O., Truesdell, A.H., 1973. An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. Geochimica et Cosmochimica Acta 37, 5, 1255 - 1275. https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90060-4

Frizon De Lamotte, D., 1987. Un exemple de collage synmetamorphe; La deformation miocene des Temsamane (Rif externe, Maroc). Bulletin de La Société Géologique de France III, 2, 337 - 344. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.III.2.337

Frizon De Lamotte, D., JEAN Andrieux, et JEAN-CLAUDE Guezou. « Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc bético-rifain: discussion sur les modèles géodynamiques ». Bull. Soc. Géol. France 162 (1991): 611‑26.

Frizon De Lamotte, Dominique, Pascale Leturmy, Yves Missenard, Sami Khomsi, Geoffrey Ruiz, Omar Saddiqi, Francois Guillocheau, et André Michard. « Mesozoic and Cenozoic Vertical Movements in the Atlas System (Algeria, Morocco, Tunisia): An Overview ». Tectonophysics 475, nº 1 (septembre 2009): 9‑28. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.10.024.

Frizon De Lamotte, D., Bezar, B.S., Bracène, R., Mercier, E., 2000. The Two Main Steps of the Atlas Building and Geodynamics of the Western Mediterranean. Tectonics 19, 4, 740 - 761. https://doi.org/10.1029/2000TC900003

Frizon De Lamotte, D., M. Zizi, Y. Missenard, M. Hafid, M. El Azzouzi, R.C. Maury, A. Charrière, Z. Taki, M. Benammi, et A. Michard. « The Atlas System ». In Continental Evolution: The Geology of Morocco, édité par André Michard, Omar Saddiqi, Ahmed Chalouan, et Dominique Frizon De Lamotte, 116:133-202. Lecture Notes in Earth Sciences. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2008. https://doi.org/10.1007/978-3-540-77076-3_4.

Fullea, J., Fernàndez, M., Zeyen, H., Vergés, J., 2007. A Rapid Method to Map the Crustal and Lithospheric Thickness Using Elevation, Geoid Anomaly and Thermal Analysis. Application to the Gibraltar Arc System, Atlas Mountains and Adjacent Zones. Tectonophysics 430, 1 - 4 97 - 117. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.11.003

JEAN Andrieux, et JEAN-CLAUDE Guezou. « Cinématique des chevauchements néogènes dans l'Arc bético-rifain: discussion sur les modèles géodynamiques ». Bull. Soc. Géol. France 162 (1991): 611‑26.

Jeannette, A., & Hamel, C. (1961). Présentation géologique et structurale du Rif Oriental. Mines et Géologie, Rabat, 14, 7-16.

Galindo-Zaldivar, J., A.J. Gil, C. Sanz De Galdeano, M.C. Lacy, J.A. García-Armenteros, P. Ruano, A.M. Ruiz, M. Martínez-Martos, et P. Alfaro. « Active Shallow Extension in Central and Eastern Betic Cordillera from CGPS Data ». Tectonophysics 663 (novembre 2015): 290‑301. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.035.

Genter, Albert, Keith Evans, Nicolas Cuenot, Daniel Fritsch, et Bernard Sanjuan. « Contribution of the exploration of deep crystalline fractured reservoir of Soultz to the knowledge of enhanced geothermal systems (EGS) ». Comptes Rendus Geoscience 342, nº 7‑8 (2010): 502‑16.

Georgopoulos, G.; Mitsis, I.; Argyraki, A.; Stamatakis, M. Environmental availability of ultramafic rock derived trace elements in the fumarolic—Geothermal field of Soussaki

area, Greece. *Appl. Geochem.* 2018, *92*, 9–18. https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2018.02.010.

Giggenbach, W, Sheppard, D.S., Robinson, B.W., Stewart, M.K., Lyon, G.L., 1994. Geochemical Structure and Position of the Waiotapu Geothermal Field, New Zealand. Geothermics 23, 5 - 6 599 - 644. https://doi.org/10.1016/0375-6505(94)90022-1

Giggenbach, W.F., 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. Geochimica et Cosmochimica Acta 52, 12, 2749 - 2765. https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90143-3

Giggenbach, W.F., 1991. Chemical techniques in geothermal exploration. Application of geochemistry in geothermal reservoir development, 119-44.

Giggenbach, W.F., 1992. The composition of gases in geothermal and volcanic system as a function of tectonic setting. Proceedings - International Symposium on Water-Rock Interaction 7, 873 - 878.

Gimeno-Vives, O., Frizon de Lamotte, D., Leprêtre, R., Haissen, F., Atouabat, A., Mohn, G., 2020. The Structure of the Central-Eastern External Rif (Morocco); Poly-Phased Deformation and Role of the under-Thrusting of the North-West African Paleo-Margin. Earth-Science Reviews 205, 103198. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103198

Gimeno-Vives, O., Mohn, G., Bosse, V., Haissen, F., Zaghloul, M.N., Atouabat, A., Frizon de Lamotte, D., 2019. The Mesozoic Margin of the Maghrebian Tethys in the Rif Belt (Morocco): Evidence for Polyphase Rifting and Related Magmatic Activity. Tectonics 38, 8, 2894 - 2918. https://doi.org/10.1029/2019TC005508

GIRET, P. Histoire Paléogéographique, Pétrologique et Structurale Du District à Fluorine de Taourirt(Maroc Oriental). «Paleogeographic, Petrological and Structural History of the Taourirt Fluorite District». Ph.D. thesis, University of Orléans, Orléans, France, 1985; 191 p.

Giret, P.; Touray, J.-C.; Ildefonse, J.-P.; Jebrak, M. Dynamique de mise en place des extrasions monoclinales liasiques de la region de Taourirt (Maroc oriental); l'apport d'une etude d'inclusions fluides. *Bull. Société Géologique Fr.* 1985, *1*, 787–790.

Gómez Díaz, E., Arias, O.M.M., 2020. Structural Assessment and Geochemistry of Thermal Waters at the Cerro Machin Volcano (Colombia): An Approach to Understanding the Geothermal System. Journal of Volcanology and Geothermal Research 400, 106910. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.106910

Gomez, F.; Beauchamp, W.; Barazangi, M. Role of the Atlas Mountains (northwest Africa) within the African-Eurasian plate-boundary zone. *Geology* 2000, *28*, 775–778. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<775:ROTAMN>2.0.CO;2.

Gomez, F., Barazangi, M., & Demnati, A. (2000). Structure and evolution of the Neogene Guercif Basin at the junction of the Middle Atlas Mountains and the Rif Thrust Belt, Morocco. AAPG bulletin, 84(9), 1340-1364. https://doi.org/10.1306/A9673EA0-1738-11D7-8645000102C1865D.

Gràcia, Eulàlia, Ingo Grevemeyer, Rafael Bartolomé, Hector Perea, Sara Martínez-Loriente, Laura Gómez De La Peña, Antonio Villaseñor, et al. « Earthquake Crisis Unveils the Growth of an Incipient Continental Fault System ». *Nature Communications* 10, nº 1 (2 septembre 2019): 3482. https://doi.org/10.1038/s41467-019-11064-5.

Graham, D.W., 2002. Noble Gas Isotope Geochemistry of Mid-Ocean Ridge and Ocean Island Basalts: Characterization of Mantle Source Reservoirs. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 47, 247 - 317. https://doi.org/10.2138/rmg.2002.47.8

Grasby, Stephen E, et Ian Hutcheon. « Controls on the Distribution of Thermal Springs in the Southern Canadian Cordillera ». Canadian Journal of Earth Sciences 38, nº 3 (1 mars 2001): 427‑40. https://doi.org/10.1139/e00-091.

Guillemin, Michel, et J.-P. Houzay. « Etudes géologiques sur la Chaîne du Rif. III: Le Néogène post-nappes et le Quaternaire du Rif nord-oriental. Stratigraphie et tectonique des bassins de Mellila, du Kert, de Boudinar et du piedmont des Kebdana ». Notes du service géologique du Maroc, nº 314 (1982): 7‑238.

Güleç, N. « Geochemistry of Thermal Waters and Its Relation to the Volcanism in the Kizilcahamam (Ankara) Area, Turkey ». *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 59, nº 4 (février 1994): 295-312. https://doi.org/10.1016/0377-0273(94)90084-1.

Guo, Q., Planer-Friedrich, B., Liu, M., Yan, K., Wu G., 2019. Magmatic Fluid Input Explaining the Geochemical Anomaly of Very High Arsenic in Some Southern Tibetan Geothermal Waters. Chemical Geology 513, 32 - 43. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.03.008

Hatzfeld, D., Bensari, D., 1977. Grands Profils Sismiques Dans La Region de l'arc de Gibraltar. Bulletin de La Société Géologique de France S7-XIX, 4, 749 - 756. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XIX.4.749

Henley, R. W., A. H. Truesdell, P. B. Barton, et J. A. Whitney. Fluid-Mineral Equilibria in Hydrothermal Systems. Society of Economic Geologists, 1984. https://doi.org/10.5382/Rev.01.

Hernandez, J. (1983). Le volcanisme miocène du Rif oriental (Maroc): Géologie, pétrologie et minéralogie d'une province shoshonitique (Doctoral dissertation, Académie de Paris Univ. Pierre et Marie Curie UER des sciences de la terre).

Hernandez, J., Bellon, H., 1985. Chronologie K-Ar du volcanisme miocène du Rif oriental (Maroc): implications tectoniques et magmatologiques. Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique 26, 2, 85 - 94.

Hernandez, J., Dominique De Larouziere, F., Bolze, J., Bordet, P., 1987. Le Magmatisme Neogene Betico-Rifain et Le Couloir de Decrochement Trans-Alboran. Bulletin de La Société Géologique de France III, 2, 257 - 267. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.III.2.257

Hervouet, Yves. (1985). « Evolution tectono-sédimentaire de l'avant-fosse rifaine du Maroc oriental au Miocène ». Bulletin de l'Institut Scientifique (Rabat), nº 9: 81‑88.

Hinaje, S. « Tectonique cassante et paléochamps de contraintes dans le Moyen Atlas et le Haut Atlas central (Midelt-Errachidia) depuis le Trias jusqu'à l'actuel ». Unpublished Thesis (Doctorat d'Etat). Mohamed V University, Rabat, Morocco 393 (2004).

Hochstein, M. P., & Browne, P. R. (2000). Surface manifestations of geothermal systems with volcanic heat sources. Encyclopedia of volcanoes, 1, 835-855.

Hoepffner, Christian. (1987). La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc. 1987. Thèse de doctorat. Université Louis Pasteur.

Hoepffner, C., Soulaimani, A., Piqué, A., 2005. The Moroccan Hercynides. Journal of African Earth Sciences 43, 1 – 3, 144 - 165. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.09.002

Hollard, H., G. Chobert, G Bronner, J Marchand, et J Sougy. « Geological map of Moroccoo scale 1/1000000. », 1985.

Holser, W.T., Saltzman, E.S., Brookins, D.G., 1984. Geochemistry and petrology of evaporites cored from a deep-sea diapir at Site 546 offshore Morocco.

Hssaida, T.; Benzaggagh, M.; Riding, J.B.; Huault, V.; Essamoud, R.; Mouflih, M.; Jaydawi, S.; Chakir, S.; Nahim, et M. Répartition stratigraphique et biozones des kystes de dinoflagellés au passage Jurassique moyen–Jurassique supérieur (Bathonien supérieur–Oxfordien inférieur) dans le Bassin de Guercif, Maroc nord-oriental. *Ann. Paléontol.* 2017, *103*, 197–215. https://doi.org/10.1016/j.annpal.2017.06.001.

Huttrer, G. W. (2020). World geothermal power generation 2015–2020 update report. In Proceedings World Geothermal Congress, Reykjavik, Iceland, April.

Inguaggiato, S., Martin-Del Pozzo, A.L., Aguayo, A., Capasso, G., Favara, R., 2005. Isotopic, Chemical and Dissolved Gas Constraints on Spring Water from Popocatepetl Volcano (Mexico): Evidence of Gas–Water Interaction between Magmatic Component and Shallow Fluids. Journal of Volcanology and Geothermal Research 141, 1 – 2, 91 - 108. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.09.006

Inguaggiato, S., Rizzo, A., 2004. Dissolved Helium Isotope Ratios in Ground-Waters: A New Technique Based on Gas–Water Re-Equilibration and Its Application to Stromboli Volcanic System. Applied Geochemistry 19, 5, 665 - 673. https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2003.10.009

Jabaloy-Sánchez, A., Azdimousa, A., Booth-Rea, G., Asebriy, L., Vázquez-Vílchez, M., Martínez-Martínez, J.M., Gabites, J., 2015. The Structure of the Temsamane Fold-and-Thrust Stack (Eastern Rif, Morocco): Evolution of a Transpressional Orogenic Wedge. Tectonophysics 663, 150 - 176. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.02.003

Jeddi, E.M., Ntarmouchant, A., Carvalho, M.R., Bento Dos Santos, T.M., Ferreira Da Silva, E.A., Elabouyi, M., Driouch, Y., Mali, B., Ntarmouchant, N., Smaili, M.H., Cotrim, B., Dahire, M., 2023. Interdisciplinary Approach and Geodynamic Implications of the Goutitir Geothermal System (Eastern Meseta, Morocco). Water 15, 6, 1109. https://doi.org/10.3390/w15061109

Jilali, A.; Chamrar, A.; El Haddar, A. Hydrochemistry and geothermometry of thermal water in northeastern Morocco. *Geotherm. Energy* 2018, *6*, 9. https://doi.org/10.1186/s40517-018-0095-2.

Jolie, Egbert, Samuel Scott, James Faulds, Isabelle Chambefort, Guðni Axelsson, Luis Carlos Gutiérrez-Negrín, Simona Regenspurg, et al. « Geological Controls on Geothermal Resources for Power Generation ». Nature Reviews Earth & Environment 2, nº 5 (6 avril 2021): 324‑39. https://doi.org/10.1038/s43017-021-00154-y.

Kaasalainen, H., Stefánsson, A., 2012. The Chemistry of Trace Elements in Surface Geothermal Waters and Steam, Iceland. Chemical Geology 330 – 331, 60 - 85. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.08.019

Kabbaj, A., et M. Combe. « Le domaine atlasique: présentation du domaine atlasique [The Atlas area: introduction to the Atlas area] ». Ressources en eau du Maroc, domaines atlasique et sud-atlasique 3 (1977): 29-36.

Karrat, Lhoucine. « Altération météorique de basaltes quaternaires en domaine méditerranéen de montagne (Moyen Atlas, Maroc): relations avec les formes du relief et la sédimentation fluviatile ». PhD Thesis, Tours, 1992. https://theses.fr/1992TOUR4008.

Kato, Aitaro, Toshihiro Igarashi, Kazushige Obara, Shinichi Sakai, Tetsuya Takeda, Atsushi Saiga, Takashi Iidaka, et al. « Imaging the Source Regions of Normal Faulting Sequences Induced by the 2011 M9.0 Tohoku-Oki Earthquake ». Geophysical Research Letters 40, nº 2 (28 janvier 2013): 273‑78. https://doi.org/10.1002/grl.50104.

Kennedy, B.M., Kharaka, Y.K., Evans, W.C., Ellwood, A., DePaolo, D.J., Thordsen, J., Ambats, G., Mariner, R.H., 1997. Mantle Fluids in the San Andreas Fault System, California. Science 278, 5341, 1278 - 1281. https://doi.org/10.1126/science.278.5341.1278

Kennedy, B.M., Van Soest, M.C., 2007. Flow of Mantle Fluids Through the Ductile Lower Crust: Helium Isotope Trends. Science 318, 5855, 1433 - 1436. https://doi.org/10.1126/science.1147537

Kerchaoui, S. (1985). Étude géologique et structurale du massif des Beni Bou Ifrour (Rif Oriental, Maroc)| Theses. fr (Doctoral dissertation, Paris 11).

Kerchaoui, S. (1994). Pétrologie, géochimie et âges des roches magmatiques. Leur place dans l'evolution structurale du massif des Beni Bou Ifrour et du Rif oriental, Maroc.

Kharaka, Y.K.; Mariner, R.H. Chemical Geothermometers and Their Application to Formation Waters from Sedimentary Basins. In *Thermal History of Sedimentary Basins*; Naeser, N.D., McCulloh, T.H., Eds.; Springer New York: New York, NY, USA, 1989; pp. 99–117, ISBN 978-1-4612-8124-5.

Khattach, D., Houari, M.R., Corchete, V., Chourak, M., El Gout, R., Ghazala, H., 2013. Main Crustal Discontinuities of Morocco Derived from Gravity Data. Journal of Geodynamics 68, 37 - 48. https://doi.org/10.1016/j.jog.2013.03.004

Kolesar, Peter T., et Jerome V. Degraff. « A Comparison of the Silica and Na-K-Ca Geothermometers for Thermal Springs in Utah ». Geothermics 6, no 3-4 (janvier 1977): 221-26. https://doi.org/10.1016/0375-6505(77)90030-X.

Krijgsman, W.; Langereis, C.G.; Zachariasse, W.J.; Boccaletti, M.; Moratti, G.; Gelati, R.; Iaccarino, S.; Papani, G.; Villa, G. Late Neogene evolution of the Taza–Guercif Basin (Rifian Corridor, Morocco) and implications for the Messinian salinity crisis. *Mar. Geol.* 1999, *153*, 147–160. https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00084-X.

Kulongoski, J.T., Hilton, D.R., Barry, P.H., Esser, B.K., Hillegonds, D., Belitz, K., 2013. Volatile Fluxes through the Big Bend Section of the San Andreas Fault, California: Helium and Carbon-Dioxide Systematics. Chemical Geology 339 92 - 102. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.09.007

Lagarde, J.-L. « Cisaillements ductiles et plutons granitiques contemporains de la déformation hercynienne post viséenne de la méséta marocaine ». Bulletin De La Société Géologique Et Minéralogique De Bretagne 1, nº 1 (1985): 29‑37.

Lahlou Mimi, Abdelfettah, Hamed Ben Dhia, Salem Bouri, Abderrahim Lahrach, Lahcen Ben Abidate, et Fatima-Zohra Bouchareb-Haouchim. « Application of Chemical Geothermometers to Thermal Springs of the Maghreb, North Africa ». Geothermics 27, nº 2 (avril 1998): 211‑33. https://doi.org/10.1016/S0375-6505(97)10011-6.

Lakhdar, A., Ntarmouchant, A., Ribeiro, M.L., Beqqali, M., El Ouadeihe, K., Benaabidate, L., Dahire, M., Driouch, Y., Slimane, A.B., 2006. Nouvelle approche géologique et géodinamique du Complexe Hydrothermal de Moulay Yacoub, bordure septentrionale du Sillon Sud Rifain, Comunicações Geológicas, 93, 185 – 204.

Lakhdar, A., Ntarmouchant, A., Ribeiro, M.L., Beqqali, M., El Ouadeihe, K., Benaabidate, L., Dahire, M., Driouche, Y., Benslimane, A., 2007. Détermination de l'origine de la minéralisation des eaux thermales de Moulay Yacoub par des approches géologiques et géochimiques. Revue des Énergies Renouvelables CER 7, 81 - 84.

Laville, E.; Delcaillau, B.; Charroud, M.; Dugué, O.; Ait Brahim, L.; Cattaneo, G.; Deluca, P.; Bouazza, A. The Plio-Pleistocene Evolution of the Southern Middle Atlas Fault Zone (SMAFZ) Front of Morocco. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 2007, *96*, 497–515. https://doi.org/10.1007/s00531-006-0113-7.

Laville, E.; Fedan, B. Le Système Atlasique Marocain Au Jurassique: Évolution Structurale et Cadre Géodynamique « The Moroccan Atlas System in the Jurassic Period: Structural Evolution and Geodynamic Framework». *Sciences Géologiques, bulletins et mémoires* 1989, *84*, 3–28.

Laville, Edgard, et Alain Piqué. « Jurassic Penetrative Deformation and Cenozoic Uplift in the Central High Atlas (Morocco): A Tectonic Model. Structural and Orogenic Inversions ». Geologische Rundschau 81, nº 1 (février 1992): 157‑70. https://doi.org/10.1007/BF01764546.

Leblanc, D., 1979. Etude géologique du Rif externe oriental au Nord de Taza (Maroc). Éditions du Service géologique du Maroc Rabat, Morocco.

Leblanc, D., Feinberg, H., Lorenz, H.G., Wernli, R., Septfontaine, M., Ennadifi, Y., 1986. Carte géologique du Maroc: Rif Aknoul; 1/50 000.

Leblanc, D., Olivier, Ph., 1984. Role of Strike-Slip Faults in the Betic-Rifian Orogeny. Tectonophysics 101, 3 – 4, 345 - 355. https://doi.org/10.1016/0040-1951(84)90120-3

Lee, H., Fischer, T.P., Muirhead, J.D., Ebinger, C.J., Kattenhorn, S.A., Sharp, Z.D., Kianji, G., Takahata, N., Sano, Y., 2017. Incipient Rifting Accompanied by the Release of Subcontinental Lithospheric Mantle Volatiles in the Magadi and Natron Basin, East Africa. Journal of Volcanology and Geothermal Research 346, 118 - 133. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.03.017

Lee, H., Kim, H., Kagoshima, T., Park, J.-O., Takahata, N. Sano, Y., 2019. Mantle Degassing along Strike-Slip Faults in the Southeastern Korean Peninsula. Scientific Reports 9, 1, 15334. https://doi.org/10.1038/s41598-019-51719-3

Lee, H., Muirhead, J.D., Fischer, T.P., Ebinger, C.J., Kattenhorn, S.A., Sharp, Z.D., Kianji G., 2016. Massive and Prolonged Deep Carbon Emissions Associated with Continental Rifting. Nature Geoscience 9, 2, 145 - 149. https://doi.org/10.1038/ngeo2622

Lewicki, J.L., Brantley, S.L., 2000. CO_2 Degassing along the San Andreas Fault, Parkfield, California. Geophysical Research Letters 27, 1, 5 - 8. https://doi.org/10.1029/1999GL008380

Li, K.; Bian, H.; Liu, C.; Zhang, D.; Yang, Y. Comparison of geothermal with solar and wind power generation systems. *Renew. Sustain. Energy Rev.* 2015, *42*, 1464–1474. https://doi.org/10.1016/j.rser.2014.10.049.

Liu, H., Guo, H., Xing, L., Zhan, Y., Li, F., Shao, J., Niu, H., Liang, X., Li, C., 2016. Geochemical Behaviors of Rare Earth Elements in Groundwater along a Flow Path in the North China Plain. Journal of Asian Earth Sciences 117, 33 - 51. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.11.021

Magri, F., T. Akar, U. Gemici, et A. Pekdeger. « Numerical Investigations of Fault-Induced Seawater Circulation in the Seferihisar-Balçova Geothermal System, Western Turkey ». Hydrogeology Journal 20, nº 1 (février 2012): 103‑18. https://doi.org/10.1007/s10040-011-0797-z.

Mahmoudi, Abdelkader, et Hervé Bertrand. « Identification géochimique de la province magmatique de l'Atlantique central en domaine plissé: exemple du Moyen Atlas marocain ». Comptes Rendus. Géoscience 339, nº 8 (2007): 545‑52.

Mancilla, F.D.L., Diaz, J., 2015. High Resolution Moho Topography Map beneath Iberia and Northern Morocco from Receiver Function Analysis. Tectonophysics 663, 203 - 211. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.017

Manspeizer, Warren, John H Puffer, et Harold L Cousminer. « Separation of Morocco and eastern North America: a Triassic-Liassic stratigraphic record ». Geological Society of America Bulletin 89, nº 6 (1978): 901‑20.

Marques, J.M., Carreira, P.M., Goff, F., Eggenkamp, H.G.M., Antunes da Silva, M., 2012. Input of $^{87}Sr/^{86}Sr$ Ratios and Sr Geochemical Signatures to Update Knowledge on Thermal and Mineral Waters Flow Paths in Fractured Rocks (N-Portugal). Applied Geochemistry 27, 8, 1471 - 1481. https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2012.03.007

McCarthy, K.T., Pichler, T., Price, R.E., 2005. Geochemistry of Champagne Hot Springs Shallow Hydrothermal Vent Field and Associated Sediments, Dominica, Lesser Antilles. Chemical Geology 224, 1 – 3, 55 - 68. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.07.014

McDonough, W.F., Sun, S.-s., 1995. The Composition of the Earth. Chemical Geology 120, 3 - 4, 223 - 253. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4

Martin, J. (1981). Le Moyen Atlas Central, Etude géomorphologique, Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, Rabat [The Central Middle Atlas, Geomorphological study]. Notes and Memoirs of the Geological Survey, 258, 17‑265.

Mattauer, Maurice, Paul Tapponnier, et Francois Proust. « Sur les mecanismes de formation des chaines intracontinentales; l'exemple des chaines atlasiques du Maroc ». Bulletin de la Société géologique de France 7, nº 3 (1977): 521‑26.

Michard, A., Mokhtari, A., Lach, P., Rossi, P., Chalouan, A., Saddiqi, O., Rjimati, E.-C., 2018. Liassic Age of an Oceanic Gabbro of the External Rif (Morocco): Implications for the Jurassic Continent–Ocean Boundary of Northwest Africa. Comptes Rendus Geoscience 350, 6, 299 - 309. https://doi.org/10.1016/j.crte.2018.05.006

Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., Frizon De Lamotte, D. (Eds), 2008. Continental Evolution: The Geology of Morocco: Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa-Atlantic-Mediterranean Triple Junction. Vol. 116. Lecture Notes in Earth Sciences. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-540-77076-3

Michard, A., Soulaimani, A., Hoepffner, C., Ouanaimi, H., Baidder, L., Rjimati, E.C., Saddiqi, O., 2010. The South-Western Branch of the Variscan Belt: Evidence from Morocco. Tectonophysics 492, 1 – 4, 1 - 24. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.05.021

Michard, A.; Hoepffner, C.; Soulaimani, A.; Baidder, L. The Variscan Belt. In *Continental Evolution: The Geology of Morocco*; Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., de Lamotte, D.F., Eds.; Lecture Notes in Earth Sciences; Springer Berlin Heidelberg: Berlin, Heidelberg, 2008; Vol. 116, pp. 65–132, ISBN 978-3-540-77075-6.

Michard, A.; Mokhtari, A.; Chalouan, A.; Saddiqi, O.; Rossi, P.; Rjimati, E.-C. New ophiolite slivers in the External Rif belt, and tentative restoration of a dual Tethyan suture in the western Maghrebides. Bull. Société Géologique Fr. 2014, 185, 313–328. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.185.5.313.

Michard, A.; Saddiqi, O.; Chalouan, A.; Chabou, M.C.; Lach, P.; Rossi, P.; Bertrand, H.; Youbi, N. Comment on "The Mesozoic Margin of the Maghrebian Tethys in the Rif Belt (Morocco): Evidence for Polyphase Rifting and Related Magmatic Activity" by Gimeno-Vives et al. Tectonics 2020, 39, 4. https://doi.org/10.1029/2019TC006004.

Michard, André, Youssef Driouch, Yvette D. Kuiper, Renaud Caby, Aboubaker Farah, Hassan Ouanaimi, Abderrahmane Soulaimani, Moulley Charaf Chabou, et Omar Saddiqi. « The Variscan Belts of North-West Africa: An African Legacy to the Wilson Cycle Concept ». Journal of African Earth Sciences 208 (décembre 2023): 105042. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2023.105042.

Michard, André. « Eléments de Géologie marocaine. », 1976. https://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=PASCALGEODEBRGM7720144003.

Missenard, Yves, Zouhair Taki, Dominique Frizon De Lamotte, Mohamed Benammi, Mohamad Hafid, Pascale Leturmy, et Michel Sébrier. « Tectonic Styles in the Marrakesh High Atlas (Morocco): The Role of Heritage and Mechanical Stratigraphy ». Journal of African Earth Sciences 48, no 4 (juillet 2007): 247-66. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2007.03.007.

Milesi, Gaétan. Analyse thermochronologique, géochimique et structurale du système hydrothermal de la faille de la Têt (Pyrénées, France): un nouvel outil d'exploration géothermique. 2020. Thèse de doctorat. Université Montpellier.

Mills, R.A., Elderfield, H., 1995. Rare Earth Element Geochemistry of Hydrothermal Deposits from the Active TAG Mound, 26°N Mid-Atlantic Ridge. Geochimica et Cosmochimica Acta 59, 17, 3511 - 3524. https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00224-N

Moeck, Inga S. « Catalog of Geothermal Play Types Based on Geologic Controls ». Renewable and Sustainable Energy Reviews 37 (septembre 2014): 867‑82. https://doi.org/10.1016/j.rser.2014.05.032.

Moeck, Inga S., Michael Dussel, Josef Weber, Tom Schintgen, et Markus Wolfgramm. « Geothermal Play Typing in Germany, Case Study Molasse Basin: A Modern Concept to Categorise Geothermal Resources Related to Crustal Permeability ». Netherlands Journal of Geosciences 98 (2019): e14. https://doi.org/10.1017/njg.2019.12.

Mokhtari, A.; Velde, D. Xenocrysts in Eocene camptonites from Taourirt, northern Morocco. *Mineral. Mag.* 1988, *52*, 587–601. https://doi.org/10.1180/minmag.1988.052.368.04.

Mokhtari, Abdelkader, Christiane Wagner, et Danielle Velde. « Découverte d'une enclave de carbonatite dans une camptonite de la région de Taourirt (Nord-Est du Maroc).

Conséquences géologiques ». Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes 323, nº 6 (1996): 467‑74.

Möller, P., P. Dulski, et G. Morteani. « Partitioning of Rare Earth Elements, Yttrium, and Some Major Elements among Source Rocks, Liquid and Vapor of Larderello-Travale Geothermal Field, Tuscany (Central Italy) ». Geochimica et Cosmochimica Acta 67, no 2 (janvier 2003): 171-83. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)01054-2.

Morales, J., Serrano, I., Jabaloy, A., Galindo-Zaldivar, J., Zhao, D., Torcal, F., Vidal, F., González Lodeiro, F., 1999. Active continental subduction beneath the Betic Cordillera and the Alboran Sea. Geology 27, 8, 735 - 738. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0735:ACSBTB>2.3.CO;2

Morel, J.L., 1980. Contribution à l'étude géologique et structurale de la région de Midar (Rif Oriental, Maroc). Université Paris-Sud, Département des Sciences de la Terre, 178.

Morel, J.L., 1987. Evolution récente de l'orogène rifain et de son avant-pays depuis la fin de la mise en place des nappes (Rif, Maroc), PhD Thesis in Geology.

Morel, J.L., 1989. Etats de contrainte et cinématique de la chaîne rifaine (Maroc) du Tortonien à l'actuel. Geodinamica Acta 3, 4, 283 - 294. https://doi.org/10.1080/09853111.1989.11105193

Morel, J.L., Meghraoui, M., 1996. Goringe-Alboran-Tell Tectonic Zone: A Transpression System along the Africa-Eurasia Plate Boundary, Geology 24, 8, 755. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0755:GATTZA>2.3.CO;2

Morley, C.K., 1992. Tectonic and Sedimentary Evidence for Synchronous and Out-of-Sequence Thrusting, Larache-Acilah Area, Western Moroccan Rif. Journal of the Geological Society 149, 1, 39 - 49. https://doi.org/10.1144/gsjgs.149.1.0039

Moudnib, Lahcen El, Youssef Timoulali, Abderrahime Nouayti, Mohammed El Abbassi, Mustapha Bouka, Nordine Nouayti, et Nadia Mhammdi. « Seismotectonic Model of High-Middle Atlas Junction (Morocco) Derived from Earthquake Focal Mechanism and Stress Tensor Analysis ». Modeling Earth Systems and Environment 9, no 2 (juin 2023): 2407-23. https://doi.org/10.1007/s40808-022-01630-0.

Mrini, ZAKIA, AMINA Rafi, JEAN-LOUIS Duthou, et PHILIPPE Vidal. « Chronologie Rb-Sr des granitoides hercyniens du Maroc; consequences ». Bulletin de la Société géologique de France 163, nº 3 (1992): 281‑91.

Mutlu, Halim, et Nilgün Güleç. « Hydrogeochemical Outline of Thermal Waters and Geothermometry Applications in Anatolia (Turkey) ». *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85, nº 1-4 (octobre 1998): 495-515. https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00068-7.

Mutlu, Halim. « Chemical Geothermometry and Fluid–Mineral Equilibria for the Ömer–Gecek Thermal Waters, Afyon Area, Turkey ». *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 80, nº 3-4 (février 1998): 303-21. https://doi.org/10.1016/S0377-0273(97)00051-6.

Nassili, M. Evolution Géodynamique Comparée Des Séries Jurassiques (Lias-Dogger) Du Pourtour Du Bassin de Guercif (Moyen Atlas, Hauts Plateaux et Zone de Taourirt–Maroc Nord Oriental). «Comparative Geodynamic Evolution Of The Jurassic (Lias-Dogger)

Series Around The Guercif Basin (Middle Atlas, High Plateaux and Taourirt-Northern Morocco Zone)». Ph.D. Thesis, Université Mohammed V, Rabat, Morocco, 2006; p. 309.

Navelot, Vivien, Yves Géraud, Alexiane Favier, Marc Diraison, Michel Corsini, Jean-Marc Lardeaux, Chrystèle Verati, Jeanne Mercier De Lépinay, Lucie Legendre, et Gildas Beauchamps. « Petrophysical Properties of Volcanic Rocks and Impacts of Hydrothermal Alteration in the Guadeloupe Archipelago (West Indies) ». Journal of Volcanology and Geothermal Research 360 (juillet 2018): 1‑21. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.07.004.

Negro, F., Agard, P., Goffé, B., Saddiqi, O., 2007. Tectonic and Metamorphic Evolution of the Temsamane Units, External Rif (Northern Morocco): Implications for the Evolution of the Rif and the Betic–Rif Arc. Journal of the Geological Society 164, 4, 829 - 842. https://doi.org/10.1144/0016-76492006-112

Negro, F., De Sigoyer, J., Goffé, B., Saddiqi, O., Villa, I.M., 2008. Tectonic Evolution of the Betic–Rif Arc: New Constraints from $^{40}Ar/^{39}Ar$ Dating on White Micas in the Temsamane Units (External Rif, Northern Morocco). Lithos 106, 1 – 2, 93 - 109. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.06.011

Nicholson, K., 1993. Geothermal Fluids. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-77844-5

Nieva, D., Nieva, R., 1987. Developments in Geothermal Energy in Mexico—Part Twelve. A Cationic Geothermometer for Prospecting of Geothermal Resources. Heat Recovery Systems and CHP 7, 3, 243 - 258. https://doi.org/10.1016/0890-4332(87)90138-4

Nigro, A., Sappa, G., Barbieri, M., 2018. Boron Isotopes and Rare Earth Elements in the Groundwater of a Landfill Site. Journal of Geochemical Exploration 190, 200 - 206. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2018.02.019

Ntarmouchant, A., H. Smaili, T. Bento Dos Santos, M. Dahire, K. Sabri, M.L. Ribeiro, Y. Driouch, R. Santos, et R. Calvo. « New Evidence of Effusive and Explosive Volcanism in the Lower Carboniferous Formations of the Moroccan Central Hercynian Massif: Geochemical Data and Geodynamic Significance ». Journal of African Earth Sciences 115 (mars 2016): 218‑33. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.12.019.

Ntarmouchant, A., E.M. Jeddi, M.R. Carvalho, T.M. Bento Dos Santos, H. Smaili, B. Cotrim, P. Cachapuz, et al. « Thermal Springs Associated with the Melilla-Fès-Smaala-Oulmès Fault (Morocco): The Role of Fluid Geochemistry in Identifying a Major Active Geodynamic Structure ». Applied Geochemistry 170 (septembre 2024): 106085. https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2024.106085.

Nukman, Mochamad, et Inga Moeck. « Structural Controls on a Geothermal System in the Tarutung Basin, North Central Sumatra ». Journal of Asian Earth Sciences 74 (septembre 2013): 86‑96. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.06.012.

Okada, Tomomi, Toru Matsuzawa, Norihito Umino, Keisuke Yoshida, Akira Hasegawa, Hiroaki Takahashi, Takuji Yamada, et al. « Hypocenter Migration and Crustal Seismic Velocity Distribution Observed for the Inland Earthquake Swarms Induced by the 2011 Tohoku-Oki Earthquake in NE Japan: Implications for Crustal Fluid Distribution and Crustal Permeability ». In Crustal Permeability, édité par Tom Gleeson et Steven E. Ingebritse, 1re éd., 307‑23. Wiley, 2012. https://doi.org/10.1002/9781119166573.ch24.

O'Brien, J.M., 2010. Hydrogeochemical Characteristics of the Ngatamariki Geothermal Field and a Comparison with the Orakei Korako Thermal Area, Taupo Volcanic Zone, New Zealand, PhD Thesis. https://doi.org/10.26021/6642

Okeme, I.C., Martin, P.G., Jones, C., Crane, R.A., Ojonimi, T.I., Ignatyev, K., Megson-Smith, D., Scott, T.B., 2021. An Advanced Analytical Assessment of Rare Earth Element Concentration, Distribution, Speciation, Crystallography and Solid-State Chemistry in Fly Ash. Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy 177, 105950. https://doi.org/10.1016/j.sab.2020.105950

Oubbih, J. « Le Maroc central méridional (région de Moulay Bou Azza): Stratigraphie du Paléozoïque et tectonique hercynienne ». PhD Thesis, Mohammed V University Rabat, Morocco, 1991.

Ouda, B., El Hamdaoui, A., Majah, M.I., 2005. Isotopic composition of precipitation at three Moroccan stations influenced by oceanic and Mediterranean air masses (IAEA-TECDOC--1453). International Atomic Energy Agency (IAEA), 125 - 140.

Oujidi, Mostafa. (1994). « Le complexe volcano-sédimentaire rouge du trias, et de la base du lias du Pays des Horsts (Maroc Oriental): Géodynamique du bassin, dynamique sédimentaire et phénomènes de silicification », PhD Thesis, Université Mohamed Premier, Faculté des Sciences, Oujda

Ouzzaouit, Lalla Amina, Bouchra El Ouassif, Ali Idri, Abdelmounim Qarbous, Amel Barich, Tobias Björn Weisenberger, et Larbi Boudad. « Geothermal Flow in Northern Morocco: A Machine Learning Approach ». Journal of African Earth Sciences 205 (septembre 2023): 104995. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2023.104995.

Ovtracht, A. (1976). « Résumé de nos connaissances actuelles sur le district fluorifère du J. Tirremi: Unpublished report for the Service d'Etudes des Gîtes Minéraux (SEGM) », 1976.

Oziabkine, V., 1979. Bassin du prérif occidental conditions hydrologiques et prévisions sur les possibilités pétroliers, Note de synthèse, Rapport BRPM (Unpublished Rapport). Rabat, 49.

Ozima, M., Podosek, F.A., 2002. Noble gas geochemistry. Cambridge University Press.

Pandarinath, Kailasa. « Solute Geothermometry of Springs and Wells of the Los Azufres and Las Tres Vírgenes Geothermal Fields, Mexico ». *International Geology Review* 53, nº 9 (10 août 2011): 1032-58. https://doi.org/10.1080/00206810903442014.

Pantić, T.P., Birke, M., Petrović, B., Nikolov, J., Dragišić, V., Živanović, V., 2015. Hydrogeochemistry of Thermal Groundwaters in the Serbian Crystalline Core Region. Journal of Geochemical Exploration 159, 101 - 114. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2015.08.009

Parkhurst, D.L., Appelo, C.A.J., 1999. User's guide to PHREEQC (Version 2): A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. Water-resources investigations report 99, 4259, 312.

Pasvanoğlu, S., Chandrasekharam, D., 2011. Hydrogeochemical and Isotopic Study of Thermal and Mineralized Waters from the Nevşehir (Kozakli) Area, Central Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research 202, 3 – 4, 241 - 250. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.03.003

Pelc, Z., & Ben Yahya, S. (1979). Recherche gîtologique et synthèse des recherches particulières du "Projet Pays des Horsts". Rap (Vol. 30). SEGM 59/SRG/OUJ/79

Perraki, M.; Vasileiou, E.; Bartzas, G. Tracing the origin of chromium in groundwater: Current and new perspectives. *Curr. Opin. Environ. Sci. Health* 2021, *22*, 100267. https://doi.org/10.1016/j.coesh.2021.100267.

Petit, C., Le Pourhiet, L., Scalabrino, B., Corsini, M., Bonnin, M., Romagny, A., 2015. Crustal Structure and Gravity Anomalies beneath the Rif, Northern Morocco: Implications for the Current Tectonics of the Alboran Region. Geophysical Journal International 202, 1, 640 - 652. https://doi.org/10.1093/gji/ggv169

Piqué, A., 1979. Évolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne. La Méséta marocaine nord-occidentale. Vol. 56. Persée-Portail des revues scientifiques en SHS.

Platt, J.P., Behr, W.M., Johanesen, K., Williams, J.R., 2013. The Betic-Rif Arc and Its Orogenic Hinterland: A Review. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 41, 1, 313 - 357. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-050212-123951

Pichler, Thomas, Jan Veizer, et Gwendy E.M Hall. « The Chemical Composition of Shallow-Water Hydrothermal Fluids in Tutum Bay, Ambitle Island, Papua New Guinea and Their Effect on Ambient Seawater ». Marine Chemistry 64, nº 3 (mars 1999): 229‑52. https://doi.org/10.1016/S0304-4203(98)00076-0.

Poujol, Antoine. « Analyse des déformations actuelles dans le Rif (Maroc): approche morphotectonique ». PhD Thesis, Université Montpellier 2, 2014. https://theses.hal.science/tel-01170466/.

Pürschel, Madlen, Richard Gloaguen, et Susanne Stadler. « Geothermal Activities in the Main Ethiopian Rift: Hydrogeochemical Characterization of Geothermal Waters and Geothermometry Applications (Dofan-Fantale, Gergede-Sodere, Aluto-Langano) ». Geothermics 47 (juillet 2013): 1‑12. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2013.01.001.

Raibi, F., Benkaddour, A., Hanich, L., Chehbouni, A., Chtioui, M., 2006. Variation de la composition des isotopes stables des precipitations en climat semi-aride (cas du bassin-versant de Tensift Maroc). GIRE3D, Marrakech, Maroc.

Rakus, M. Evolution et Position Paléogéographique Des Monts d'Oujda Au Cours Du Mésozoique. «Evolution and Paleogeographic Position of the Oujda Mounts During the Mesozoi». *Unpubl. Rep. Mines Géol Et Energ. Rabat* 1979, *46*, 75–78.

Reed, M.; Spycher, N. Calculation of pH and mineral equilibria in hydrothermal waters with application to geothermometry and studies of boiling and dilution. *Geochim. Cosmochim. Acta* 1984, *48*, 1479–1492. https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90404-6.

Reimann, C., Birke, M. (Eds), 2010. Geochemistry of European bottled water. Stuttgart: Borntraeger Science Publishers.

Rezouki, I.; Boujamaoui, M.; Hafid, M.; Bba, A.N.; Amiri, A.; Inoubli, M.H.; Manar, A.; Rouai, M.; Baidder, L.; Asebriy, L. Contribution of gravity and aeromagnetic data to the structural modeling of the hidden faults in Guercif Basin, northeastern Morocco. *J. Afr. Earth Sci.* 2020, *164*, 103797. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2020.103797.

Riedel, W. (1929). « Zur Mechanik Geologischer Brucherscheinungen. Zentral-blatt fur Mineralogie ». Geologie und Paleontologie B (1929), pp. 354-368.

Rimi, A., Chalouan, A., Bahi, L., 1998. Heat Flow in the Westernmost Part of the Alpine Mediterranean System (the Rif, Morocco). Tectonophysics 285, 1 – 2, 135 - 146. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00185-6

Rimi, Abdelkrim. « First assessment of geothermal resources in Morocco ». In Proceedings of the World Geothermal Congress, 397‑402, 2000. https://www.geothermal-energy.org/pdf/IGAstandard/WGC/2000/R1012.PDF.

Rimi, A.; Zarhloule, Y.; Barkaoui, A.E.; Correia, A.; Carneiro, J.; Verdoya, M.; Lucazeau, F. Towards a de-carbonized energy system in north-eastern Morocco: Prospective geothermal resource. *Renew. Sustain. Energy Rev.* 2012, *16*, 2207–2216. https://doi.org/10.1016/j.rser.2011.12.008.

Roger, S., Münch, Ph., Cornée, J.J., Saint Martin J.P., Féraud, G., Pestrea, S., Conesa, G., Ben Moussa A., 2000. $^{40}Ar/^{39}Ar$ Dating of the Pre-Evaporitic Messinian Marine Sequences of the Melilla Basin (Morocco): A Proposal for Some Biosedimentary Events as Isochrons around the Alboran Sea. Earth and Planetary Science Letters 179, 1, 101 - 113. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00094-7

Rossi, M., Gasquet D., Cheilletz, A., Tarrieu, L., Bounajma, H., Mantoy, T., Reisberg L., Deloule E., Boulvais P., Burnard P., 2017. Isotopic and geochemical constraints on lead and fluid sources of the Pb-Zn-Ag mineralization in the polymetallic Tighza-Jbel Aouam district (central Morocco), and relationships with the geodynamic context. Journal of African Earth Sciences 127, 194 - 210. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.08.011

Sabaoui, Abdellah. « Rôle des inversions dans l'évolution méso-cénozoïque du Moyen Atlas septentrional (Maroc). L'exemple de la transversale El Menzel-Ribat Al Khayr-Bou Iblane ». PhD Thesis, Thèse Sci., 432p, 1998.

Sabaoui, Abdellah, Khalid Obda, et Mohamed Laaouane. Potentialités géologiques du développement local du Moyen Atlas septentrional: structures, paysages et histoire géologique, 2009. Geomaghreb, n°5, p9-39.

Sabri, K., Marrero-Diaz, R., Ntarmouchant, A., Bento dos Santos, T., Ribeiro, M.L., Solá, A.R., Smaili, H., Benslimane, A., Chibout, M., Pérez, N.M., Padrón, E., Melián, G.V., Asensio-Ramos, M., Carreira, P.M., Jesus, A.P., 2019. Geology and Hydrogeochemistry of the Thermo-Mineral Waters of the South Rif Thrust (Northern Morocco). Geothermics 78, 28 - 49. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2018.11.005

Saibi, Hakim. « Geothermal Resources in Algeria ». Renewable and Sustainable Energy Reviews 13, nº 9 (décembre 2009): 2544‑52. https://doi.org/10.1016/j.rser.2009.06.019.

Sánchez, Pablo, Pamela Pérez-Flores, Gloria Arancibia, José Cembrano, et Martin Reich. « Crustal Deformation Effects on the Chemical Evolution of Geothermal Systems: The Intra-Arc Liquiñe–Ofqui Fault System, Southern Andes ». International Geology Review 55, nº 11 (août 2013): 1384‑1400. https://doi.org/10.1080/00206814.2013.775731.

Sani, F.; Zizi, M.; Bally, A.W. The Neogene–Quaternary evolution of the Guercif Basin (Morocco) reconstructed from seismic line interpretation. *Mar. Pet. Geol.* 2000, *17*, 343–357. https://doi.org/10.1016/S0264-8172(99)00058-6.

Sano, Y., Marty, B., 1995. Origin of Carbon in Fumarolic Gas from Island Arcs. Chemical Geology 119, 1 – 4, 265 - 274. https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00097-R

Sano, Y., Wakita, H., 1985. Geographical distribution of $^{3}He/^{4}He$ ratios in Japan: Implications for arc tectonics and incipient magmatism. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 90, B10, 8729 - 8741. https://doi.org/10.1029/JB090iB10p08729

Sasvári, Ágoston, et Ali Baharev. « SG2PS (Structural Geology to Postscript Converter) – A Graphical Solution for Brittle Structural Data Evaluation and Paleostress Calculation ». Computers & Geosciences 66 (mai 2014): 81‑93. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.12.010.

Scott, Samuel W. « Decompression Boiling and Natural Steam Cap Formation in High-Enthalpy Geothermal Systems ». Journal of Volcanology and Geothermal Research 395 (avril 2020): 106765. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.106765.

Serrano, I., Zhao, D. Moreales, J., Torcal, F., 2003. Seismic Tomography from Local Crustal Earthquakes beneath Eastern Rif Mountains of Morocco. Tectonophysics 367, 3 – 4, 187 - 201. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00100-8

Shaw, D.M., Sturchio, N.C., 1992. Boron-lithium relationships in rhyolites and associated thermal waters of young silicic calderas, with comments on incompatible Eelement behaviour ». Geochimica et Cosmochimica Acta 56, 10, 3723 - 3731. https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90165-F

Siler, Drew L., et B. Mack Kennedy. « Regional Crustal-Scale Structures as Conduits for Deep Geothermal Upflow ». Geothermics 59 (janvier 2016): 27‑37. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2015.10.007.

Smaili, H., Ntarmouchant, A., Bento dos Santos, T.M., Jeddi, E.M., Driouch, Y., Cahapuz, P., Elabouyi, M., Mali, B., Ntarmouchant, N., Dahire, M., Belkasmi, M., 2024. Geochemical data of the Ediacaran-Cambrian magmatism of Jbel Belkheit and Jbel Bou-Acila as evidence for the Hercynian Cycle Rift-to-Drift events in the Moroccan Central Hercynian Massif. Journal of African Earth Sciences, 209, 105104.

Sonney, Romain. « Groundwater flow, heat and mass transport in geothermal systems of a Central Alpine Massif. The cases of Lavey-les-Bains, Saint-Gervais-les-Bains and Val d'Illiez. », 2010.

Stefánsson, A., Arnórsson, S., 2000. Feldspar Saturation State in Natural Waters. Geochimica et Cosmochimica Acta 64, 15, 2567 - 2584. https://doi.org/10.1016/S0016-7037(00)00392-6

Suter, G., 1980. Carte structurale de la chaîne rifaine au 1/500 000. Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc 245.

Swanberg, Chandler A. « Geothermal Resources of Rifts: A Comparison of the Rio Grande Rift and the Salton Trough ». Tectonophysics 94, nº 1‑4 (mai 1983): 659‑78. https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90039-2.

Tahayt, Abdelilah, Taoufik Mourabit, Alexis Rigo, Kurt L. Feigl, Abdelali Fadil, Simon McClusky, Robert Reilinger, et al. « Mouvements Actuels Des Blocs Tectoniques Dans l'arc Bético-Rifain à Partir Des Mesures GPS Entre 1999 et 2005 ». *Comptes Rendus. Géoscience* 340, nº 6 (18 avril 2008): 400-413. https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.02.003.

Tahiri, A., Medina, F., 1989. Analyse structurale de la fracturation dans le Paléozoïque au nord d'Oulmès (Maroc central). Bulletin de l'Institut Scientifique, 13, 29 - 36.

Tahiri, A., Simancas, J.F., Azor, A., Galindo-Zaldívar, J., Lodeiro, F.G., El Hadi, H., Poyatos, D.M., Ruiz-Constán, A., 2007. Emplacement of ellipsoid-shaped (diapiric?) granite: Structural and gravimetric analysis of the Oulmès granite (Variscan Meseta, Morocco). Journal of African Earth Sciences 48, 5, 301 - 313. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2007.04.005

Tanaka, Kazuya, et Iwao Kawabe. « REE Abundances in Ancient Seawater Inferred from Marine Limestone and Experimental REE Partition Coefficients between Calcite and Aqueous Solution ». GEOCHEMICAL JOURNAL 40, no 5 (2006): 425-35. https://doi.org/10.2343/geochemj.40.425.

Tang, J., Johannesson, K.H., 2006. Controls on the Geochemistry of Rare Earth Elements along a Groundwater Flow Path in the Carrizo Sand Aquifer, Texas, USA. Chemical Geology 225, 1 – 2, 156 - 171. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.09.007

Tassi, F., O. Vaselli, G. Moratti, L. Piccardi, A. Minissale, R. Poreda, A. Delgado Huertas, A. Bendkik, M. Chenakeb, et D. Tedesco. « Fluid Geochemistry versus Tectonic Setting: The Case Study of Morocco ». Geological Society, London, Special Publications 262, nº 1 (janvier 2006): 131‑45. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.262.01.08.

Tejera de Leon, J., Duée G., 2003. Relationships between the Neogene foredeep basins of the Western external Rifian belt related to the Arbaoua-Jebha transform fault. Consequences for the interpretation of the evolution of the Rifian belt (Morocco). Institut Scientifique de Rabat, Série Géologie et Géographie Physique 21, 1 - 19.

Termier. H. (1936). - Etudes géologiques sur le Maroc Central et le Moyen Atlas septentrional. Notes et Mém. Serv. GéoL, Maroc, 33: pp. 1083-1421.

Termier, H., Owodenko, B., Agard J., 1950. Les gîtes d'étain et de tungstène de la région d'Oulmès (Maroc Central): étude géologique, pétrographique et métallogénique. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, 82, 328.

Teixell, Antonio, Maria-Luisa Arboleya, Manuel Julivert, et Mohammed Charroud. « Tectonic Shortening and Topography in the Central High Atlas (Morocco) ». Tectonics 22, nº 5 (octobre 2003): 2002TC001460. https://doi.org/10.1029/2002TC001460.

Teixell, Antonio, Puy Ayarza, Hermann Zeyen, Manel Fernàndez, et María-Luisa Arboleya. « Effects of Mantle Upwelling in a Compressional Setting: The Atlas Mountains of Morocco ». Terra Nova 17, no 5 (octobre 2005): 456-61. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2005.00633.x.

Tissot, F.L.H., Chen C., Go B.M., Naziemiec M., Healy G., Bekker A., Swart P.K., Dauphas N., 2018. Controls of Eustasy and Diagenesis on the $^{238}U/^{235}U$ of Carbonates and Evolution of the Seawater ($^{234}U/^{238}U$) during the Last 1.4 Myr. Geochimica et Cosmochimica Acta 242, 233 - 265. https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.08.022

Torbi, A. (1988). Analyse structurale et étude de la fracturation du socle hercynien et de sa couverture dans les monts du Sud-Est d'Oujda, Meseta orientale, Maroc (Doctoral dissertation, Poitiers).

Torbi, A. Déformations cassantes et paléo-champs de contrainte enregistrés dans les terrains mésocénozoïques du maroc nord-oriental: Etude par la microfracturation, conséquences géodynamiques et cinématiques. «Brittle deformations and paleo stress fields recorded in the Mesocenoic terrains of northeastern Morocco: Microfracturing study, geodynamic

and kinematic consequences». Ph.D thesis, Université Mohammed Premier, Oujda, Morocco, 1997; p. 279.

Torbi, A. Stratigraphie et évolution structurale paléozoïque d'un segment de la Meseta orientale marocaine (Monts du Sud-Est d'Oujda): Rôle des décrochements dans la formation de l'olistostrome intraviséen et le plutonisme tardi-hercynien. *J. Afr. Earth Sci.* 1996, *22*, 549–563. https://doi.org/10.1016/0899-5362(96)00036-X.

Torbi, A.; Gélard, J.-P. Palaeostresses identified in the Meso-Cenozoic cover of northeastern Morocco. Relationship with the opening of the Atlantic ocean and the kinematics of the African and European plates. *Comptes Rendus Académie Sci.-Ser. IIA-Earth Planet. Sci.* 2000, *330*, 853–858. https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)00227-5.

Torne, M., Fernàndez, M., Comas, M.C., Soto, J I., 2000. Lithospheric Structure Beneath the Alboran Basin: Results from 3D Gravity Modeling and Tectonic Relevance. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 105, B2, 3209 - 3228. https://doi.org/10.1029/1999JB900281

Uysal, I. Tonguç, Yue-xing Feng, Jian-xin Zhao, Veysel Isik, Perach Nuriel, et Suzanne D. Golding. « Hydrothermal CO2 Degassing in Seismically Active Zones during the Late Quaternary ». Chemical Geology 265, no 3-4 (juillet 2009): 442-54. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.05.011.

Vasseur, Guy, Robert Gable, Bernard Feuga, et Gérard Bienfait. « Groundwater Flow and Heat Flow in an Area of Mineral Springs ». Geothermics 20, nº 3 (janvier 1991): 99‑117. https://doi.org/10.1016/0375-6505(91)90009-K.

Verma, S.P., Pandarinath K., Santoyo E., 2008. SolGeo: A New Computer Program for Solute Geothermometers and Its Application to Mexican Geothermal Fields. Geothermics 37, 6, 597 - 621. https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2008.07.004

Verma, S.P.; Santoyo, E. New improved equations for , and SiO2 geothermometers by outlier detection and rejection. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1997, *79*, 9–23. https://doi.org/10.1016/S0377-0273(97)00024-3.

Vernant, Philippe, Abdelali Fadil, Taoufik Mourabit, Driss Ouazar, Achraf Koulali, Jose Martin Davila, Jorge Garate, Simon McClusky, et Robert Reilinger. « Geodetic Constraints on Active Tectonics of the Western Mediterranean: Implications for the Kinematics and Dynamics of the Nubia-Eurasia Plate Boundary Zone ». Journal of Geodynamics 49, no 3-4 (avril 2010): 123-29. https://doi.org/10.1016/j.jog.2009.10.007.

Vidal, J.C., 1977. Structure Actuelle et Evolution Depuis Le Miocene de La Chaine Rifaine (Partie Sud de l'arc de Gibraltar). Bulletin de La Société Géologique de France S7-XIX, 4, 789 - 796. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XIX.4.789

Wagner, C.; Mokhtari, A.; Deloule, E.; Chabaux, F. Carbonatite and Alkaline Magmatism in Taourirt (Morocco): Petrological, Geochemical and Sr–Nd Isotope Characteristics. *J. Petrol.* 2003, *44*, 937–965.

Wang, M., Zhou X., Liu Y., Xu H., Wu Y., Zhuo L., 2020. Major, Trace and Rare Earth Elements Geochemistry of Geothermal Waters from the Rehai High-Temperature Geothermal Field in Tengchong of China. Applied Geochemistry 119, 104639. https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2020.104639

White, Donald E. « CHARACTERISTICS OF GEOTHERMAL RESOURCES AND PROBLEMS OF UTILIZATION. » Geological Survey, Menlo Park, Calif., 1972.

Wilmarth, Maxwell, et James Stimac. « Power density in geothermal fields ». Power 19, nº 2015 (2015): 25.

Winckel, A., Marlin, C., Dever, L., Morel, J.-L., Morabiti, K., Makhlouf, M.B., Chalouan, A., 2002. Apport des isotopes stables dans l'estimation des altitudes de recharge de sources thermales du Maroc. Comptes Rendus Geoscience 334, 7, 469 - 474. https://doi.org/10.1016/S1631-0713(02)01764-9

Wood, S.A., Samson I.M., 2000. The Hydrothermal Geochemistry of Tungsten in Granitoid Environments: I. Relative Solubilities of Ferberite and Scheelite as a Function of T, P, pH, and mNaCl. Economic Geology 95, 1, 143 - 182. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.95.1.143

Wrage, J., Tardani, D., Reich, M., Daniele, L., Arancibia, G., Cembrano, J., Sánchez-Alfaro, P., Morata, D., Pérez-Moreno, R., 2017. Geochemistry of Thermal Waters in the Southern Volcanic Zone, Chile – Implications for Structural Controls on Geothermal Fluid Composition. Chemical Geology 466, 545 - 561. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2017.07.004

Yıldırım, Gokhan, Halim Mutlu, Volkan Karabacak, I. Tonguç Uysal, Kadir Dirik, Abidin Temel, Galip Yüce, et Jian-xin Zhao. « Temporal Changes in Geochemical-Isotopic Systematics of the Late Pleistocene Akkaya Travertines (Turkey) – Implications for Fluid Flow Circulation and Seismicity ». Geochemistry 80, no 4 (décembre 2020): 125630. https://doi.org/10.1016/j.chemer.2020.125630.

Zarhloule, Y., 2004. Le gradient géothermique profond du Maroc: détermination et cartographie. Bulletin de L'Institut Scientifique 26, 11 - 25.

Zeyen, Hermann, Puy Ayarza, Manel Fernàndez, et Abdelkrim Rimi. « Lithospheric Structure under the Western African-European Plate Boundary: A Transect across the Atlas Mountains and the Gulf of Cadiz ». Tectonics 24, no 2 (avril 2005): 2004TC001639. https://doi.org/10.1029/2004TC001639.

Zhang, F., Lenton T.M., Del Rey, Á., Romaniello, S.J., Chen, X., Planavsky N.J., Clarkson, M.O., Dahl, T.W., Lau, K.V., Wang, W., Li, Z., Zhao, M., Isson, T., Algeo, T., Anbar, A.D., 2020. Uranium Isotopes in Marine Carbonates as a Global Ocean Paleoredox Proxy: A Critical Review. Geochimica et Cosmochimica Acta 287, 27 - 49. https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.05.011

Zizi, M. *Triassic-Jurassic Extensional Systems and their Neogene Reactivation in Northern Morocco (the Rides Prérifaines and Guercif Basin)*; Rice University: Houston, TX, USA, 1996; ISBN 9798208914328.